

Н. В. Логвиненко,
Э. И. Сергеева

МЕТОДЫ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов
геологических специальностей вузов



Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород: Учебн. пособие для вузов.— Л.: Недра, 1986. 240 с.

Рассмотрены наиболее распространенные осадочные породы (обломочные, глинистые, карбонатные и кремнистые), которые постоянно встречаются при различных геологических исследованиях. Описаны методы и приемы определения осадочных пород в полевых и в лабораторных условиях. Особое внимание уделено последовательности операций, методам и приемам, применение которых дает возможность определить состав, текстуру и структуру породы, ее название и оценить ее как полезное ископаемое.

Для студентов геологической, геохимической, инженерно-геологической и гидрогеологической специальностей вузов.

Табл. 47, ил. 71, список лит. 112 назв.

Рецензенты:

- 1) кафедра минералогии и петрографии Ростовского государственного университета;
- 2) д-р геол.-мин. наук, проф. В. Т. Фролов (МГУ).

Учебное пособие

НИКОЛАИ ВАСИЛЬЕВИЧ ЛОГВИНЕНКО
ЭЛЬБИРА ИВАНОВНА СЕРГЕЕВА

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Редактор издательства В. Г. Чирков
Переплет художника В. Т. Левченко
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор М. И. Витис

ИБ № 6094

Сдано в набор 19.04.86. Подписано в печать 27.06.86. М-28644. Формат 60×90^{1/16}. Бумага кн.-журн. нмп. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15. Усл. кр.-отт. 15. Уч.-изд. л. 17,08. Тираж 6600 экз. Заказ № 1205/691. Цена 90 коп. Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные породы широко распространены на нашей планете. Вместе с современными осадками, выстилающими дно Мирового океана и водных бассейнов суши, они слагают осадочную оболочку, или стратисферу Земли*. Осадочная оболочка не образует сплошного слоя на поверхности Земли. Из 149 млн. км² площади материков и островов осадочный чехол покрывает 119 млн. км², т. е. 80 % площади суши.

Мощность осадочной оболочки Земли меняется в широких пределах: от 0 до 20—30 км и более с максимумами в геосинклинальных областях и в краевых платформенных прогибах. В среднем же для всей Земли мощность осадочной оболочки равна всего лишь 2,2 км. Общий объем пород осадочной оболочки оценивается в 1100 млн. км³, что составляет около 11 % объема земной коры [Ронов А. Б., 1980 г.]. В распределении общего объема пород оболочки между крупнейшими глобальными структурами Земли видна резко выраженная диспропорция. Основная масса пород оболочки (около 70 %) сосредоточена на материках, занимающих лишь 29 % земной поверхности. Континентальный блок вместе с шельфом контролирует 83 % объема пород, охватывая при этом 42 % площади планеты. На ложе океана, занимающем 58 % общей площади Земли, находится лишь 17 % общего объема стратисферы.

Важнейшей особенностью осадочных пород является отчетливо выраженное отличие их состава от среднего состава пород «гранитной» оболочки. Это отличие проявляется в резко повышенном содержании в осадочной оболочке и гидросфере воды, углекислоты, органического углерода, серы, хлора, фтора, бора и других летучих. Другая важная особенность состава осадочных пород — это высокое по сравнению с «гранитным» слоем содержание кальция и сдвинутое в пользу калия отношение натрия к калию. Кроме того, осадочным породам свойственно повышенное значение отношения окисного железа к закисному, которое определяется окислительными условиями на земной поверхности, а также повышенное содержание в осадочных породах сульфидной и сульфатной серы. Примерно 2/3 полезных

* Термин стратисфера, или осадочная оболочка Земли, условен в том смысле, что помимо преобладающих слоистых осадочных пород в строении оболочки участвуют вулканические породы, представленные траппами на платформах, базальтами, андезитами, дацитами и риолитами в геосинклиналях [Ронов А. Б., 1980 г.].

ископаемых, извлекаемых из недр Земли, представляют собой осадочные породы или залегают среди таковых [Пустовалов Л. В., 1976 г.]. Вот почему изучение осадочных пород представляет большую важность как в научном, так и в практическом отношении.

Определение осадочных пород в поле производится визуально и с применением простейших тестов: испытание холодной разбавленной соляной кислотой (известняки, доломиты, определение карбонатности других пород), каплей воды или опусканием образца в воду (глины, лёссы), замешиванием теста из порошка породы с водой и раскатыванием его в нить (глины, суглинки, супеси), испытание на горение — поджигание спичкой (горючие сланцы) и ряд других. Более сложные тесты с окрашиванием (хроматические реакции) для определения минерального состава карбонатных пород и глин в полевых условиях, как правило, не применяют.

Полевые визуальные определения бывают более или менее правильными для большей части осадочных пород и вместе с тем недостаточно точными. Так, мелкозернистый песок с примесью зерен крупного и среднего песка может быть определен как среднезернистый, тяжелый суглинок принят за глину и т. п. Имеется также ряд типов осадочных пород, при определении которых в полевых условиях возможны ошибки. Так, пластовые фосфориты, осадочные бокситы, кремнистые и некоторые карбонатные породы бывают настолько разнообразны по внешнему виду, текстуре, плотности и цвету, что ошибки при полевом определении почти неизбежны. Поэтому полевые определения всегда корректируются и уточняются при лабораторном исследовании. В полевых условиях не всегда можно правильно назвать породу и оценить ее как полезное ископаемое, а также определить минеральный состав и содержание отдельных минералов в большинстве типов осадочных пород. Исходя из этого задачей лабораторных исследований являются:

- 1) определение минерального состава (в том числе количественно), текстуры и структуры и на основании этого названия породы;

- 2) оценка осадочной породы как полезного ископаемого или выявление полезных компонентов породы, если не вся порода представляет собой полезное ископаемое.

На основании этого, а также полевых наблюдений исследователь делает выводы об условиях образования пород и полезных ископаемых.

Для пород разных типов применяются различные виды анализов. Так, например, для такой простой породы, как песок (или песчаник), необходимо сделать гранулометрический и минералогический анализы. Если полезные компоненты представлены рудными минералами, то их следует выделить тяжелыми жидкостями, определить и подсчитать в иммерсии или провести шлиховой анализ (если в полевых условиях отмывались шлихи).

Для карбонатных пород — известняков и доломитов — требуется как минимум минералогический (изучение в шлифах, иммерсия, окрашивание красителями) и химический анализы — полный или сокращенный (определение CaO, MgO, CO₂ и нерастворимого остатка).

Наиболее распространенные классификации осадочных пород основаны на их генезисе. По генезису выделяются породы обломочные, органогенные и химические [Мильнер Г. Б., 1968; Лучицкий В. А., 1949] или обломочные, глинистые, органогенные (биохемогенные) и хемогенные [Швецов М. С., 1958 г., Рухин Л. Б., 1969]. Однако выделение крупных групп или классов по генезису неудобно, так как многие осадочные породы являются полигенетическими, т. е. образуются различными способами. Так, например, известняки бывают обломочные, органогенные (биогенные), биохемогенные и хемогенные. Поэтому от такой практики литологи постепенно отходят.

Существуют и другие принципы классификации. Л. В. Пустановалов [1940] в основу разделения пород положил теорию осадочной дифференциации вещества. В. П. Батурич классифицировал осадочные породы по фазам исходного вещества, из которых образуются породы, Ф. Петтиджон [1981] — по тектоническим условиям образования осадочных пород.

В настоящее время по составу и генезису осадочные породы подразделяются на следующие группы: обломочные, глинистые, глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные, кремнистые, карбонатные, соли, каустобиолиты [Страхов Н. М., 1957 г., Логвиненко Н. В., 1974].

Для каждой группы пород существует своя схема исследования и свой набор методов.

Обломочные породы

- | | |
|---|--|
| I. Галечники, конгломераты, брекчии | II. Пески, песчаники, алевриты, алевриты |
| 1) рассортировка по размеру и подсчет; | 1) определение минерального состава зерен и цемента в шлифах и иммерсии; |
| 2) рассортировка по составу и подсчет; | 2) гранулометрический анализ; |
| 3) определение формы галек; | 3) разделение тяжелой жидкостью и электромагнитом; |
| 4) определение состава галек, щебня и цемента в шлифах. | 4) химический и спектральный анализы. |

Глинистые породы

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1) приближенное определение минерального состава капельным и хроматическим методами; | 4) рентгеноструктурный анализ; |
| 2) изучение в шлифах и иммерсии; | 5) термический анализ; |
| 3) гранулометрический анализ; | 6) химический и спектральный анализы; |
| | 7) электронная микроскопия и ИКС. |

Глиноземистые, железистые и марганцевые породы

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1) изучение текстур в штуфах и при шлифовках; | 4) термический анализ; |
| 2) изучение структур и минерального состава в шлифах и иммерсии; | 5) химический и спектральный анализы; |
| 3) рентгеноструктурный анализ; | 6) электронная микроскопия. |

Фосфатные породы

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1) изучение текстур и структур в при-шлифовках и шлифах; | 4) химический и спектральный анализ; |
| 2) определение минерального состава в шлифах и иммерсии; | 5) термический анализ; |
| 3) рентгеноструктурный анализ; | 6) электронная микроскопия. |

Кремнистые породы

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1) изучение текстур и структур в при-шлифовках и шлифах; | 3) химический и спектральный анализ; |
| 2) определение минерального состава в шлифах и иммерсии; | 4) электронная микроскопия. |

Карбонатные породы

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1) изучение текстур и структур в при-шлифовках и шлифах; | 3) химический и спектральный анализ; |
| 2) определение минерального состава в шлифах и иммерсии (с применением реакций окрашивания); | 4) рентгеноструктурный анализ; |
| | 5) термический анализ; |
| | 6) электронная микроскопия. |

Соли

- | | |
|---|--------------------------------------|
| 1) изучение текстур и структур в при-шлифовках и шлифах; | 3) химический и спектральный анализ; |
| 2) определение минерального состава в шлифах и иммерсии (в том числе и в капле воды); | 4) рентгеноструктурный анализ; |
| | 5) термический анализ; |
| | 6) электронная микроскопия. |

Ископаемые угли и горючие сланцы (каустобиолиты)

- | | |
|----------------------------------|-------------------------------|
| 1) изучение в шлифах и аншлифах; | 3) термический анализ; |
| 2) химический анализ; | 4) технологические испытания. |

Естественно, что не все виды анализов всегда необходимы.

Сравнительно небольшой объем книги не позволил авторам рассмотреть все типы осадочных пород, поэтому настоящее руководство посвящено наиболее важным группам осадочных пород (обломочным, глинистым, карбонатным и кремнистым), которые в сумме составляют более 95 % массы осадочной оболочки Земли и постоянно встречаются при геологической съемке, поисках и разведке полезных ископаемых, а также при инженерно-геологических исследованиях.

Все другие породы почти целиком представляют собой рудное и нерудное сырье или горючие полезные ископаемые и детально рассматриваются в специальных руководствах и монографиях.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К обломочным относятся породы, содержащие более 50 % обломочных частиц горных пород и минералов разного размера, возникших преимущественно за счет механического разрушения существовавших ранее магматических, осадочных и метаморфических пород. Физическое разрушение материнских пород и механическое перераспределение образовавшихся при этом обломочных продуктов является главным процессом, определяющим наиболее характерные черты обломочных пород. Однако при формировании обломочных пород не исключается проявление и других процессов: прямое химическое осаждение веществ из истинных или коллоидных растворов; извлечение веществ, растворенных в воде, с помощью организмов; накопление продуктов вулканических извержений. Действие этих факторов приводит к появлению в обломочных породах различных примесей и цемента.

Особенности условий формирования приводят к появлению в обломочных породах двух генетически различных компонентов: 1) обломочных или аллотигенных минералов, являющихся костяком обломочных пород, и 2) аутигенных минералов, присутствующих в обломочных породах в качестве цемента или отдельных новообразований. Критерием принадлежности возникших образований к обломочным служит преобладание в них аллотигенных компонентов — обломков более древних пород и минералов, возникших в результате выветривания материнских пород и испытавших перенос и отложение.

В противоположность большинству осадочных образований, формирующихся в сравнительно узком диапазоне динамических, климатических и тектонических обстановок, обломочные породы образуются почти повсеместно. Трудно указать такую географическую область или такую геологическую эпоху, в которой бы не происходило формирование обломочных отложений. В ходе геологической истории Земли роль обломочных пород возрастает, что, очевидно, связано с усилением процессов физического выветривания, вызванного изменением состава атмосферы и гидросферы, усилением контрастности тектонических движений и другими факторами.

Вслед за В. И. Поповым [1963 г.], можно выделить четыре ландшафтно-динамические области формирования обломочных отложений: водораздельно-склоновую, характеризующуюся сла-

бым проявлением процессов механической дифференциации обломочного материала; наземно-равнинную, отвечающую вместе с первой континентальному осадконакоплением; подводно-равнинную, где осуществляется действие колебательных движений воды и морских течений, и сравнительно глубоководные, удаленные от берега части бассейнов, где господствует слабоподвижная среда образования, нарушаемая морскими течениями и деятельностью мутьевых потоков. Третья и четвертая области отвечают морскому, точнее, бассейновому накоплению.

С обломочными породами прямо или косвенно связаны почти все типы осадочных полезных ископаемых. Они обладают целым рядом свойств, позволяющих широко использовать их в стекольной и керамической промышленности, в качестве формовочного материала, абразивов, огнеупоров, кислотоупоров и в строительстве. Обломочные породы являются носителями промышленных россыпей золота, платины, алмазов, касситерита, вольфрамитов, шеелита, магнетита, циркона и др. Они служат вмещающими породами для ряда элементов, образующих крупнейшие месторождения инфильтрационного и биохемогенного происхождения: меди, ванадия, урана, фосфоритов и глауконита. Обломочные породы являются коллекторами нефти и газа. И наконец, с ними связаны огнеупорные глины и бокситы, марганцевые и железные руды.

В основу классификации обломочных пород положен размер обломков, поскольку размером определяются все прочие свойства их: петрографический состав обломков, способность их к окатыванию, физические свойства и другие признаки.

В существующих классификациях обломочных пород есть две системы разделения частиц по крупности. Одна из них, принятая в десятичных классификациях, заключается в выделении среди обломочных пород подразделений, конечные размеры обломков которых в 10 раз превосходят друг друга. За основание при этом чаще всего выбираются числа 1, 2 или 5 (последнее в западноевропейских классификациях). Согласно этой классификации границей для грубообломочных пород является значение более 1 мм, песчаных 1—0,1 мм, алевритовых 0,1—0,01 мм (табл. 1).

В литологии, инженерной геологии, грунтоведении, почвоведении и других науках получила распространение другая классификация, в которой выделяются следующие породы с диаметром слагающих их частиц, мм: грубообломочные — более 1, песчаные — от 1—2 до 0,05 и алевритовые — от 0,05 до 0,005. Принятые границы действительно отражают изменение физических и водных свойств при переходе от одного размера частиц к другому (табл. 2).

При изучении осадочных пород во время геологической съемки, исследовании осадков морей и океанов применяется обычно первая классификация гранулометрических фракций (см. табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Классификация обломочных частиц по размеру
(Схема Московского нефтяного института)

Размер частиц, мм	Порода	Размер частиц, мм	Порода
>1000	Глыбы	1—0,5	Песок крупный
1000—500	Валуны крупные	0,5—0,25	» средний
500—250	» средние	0,25—0,1	» мелкий
250—100	» мелкие	0,1—0,05	Алеврит крупный
100—50	Галька крупная	0,05—0,025	» средний
50—25	» средняя	0,025—0,01	» мелкий
25—10	» мелкая	0,01—0,001	Пелит (глина) крупный
10—5	Гравий крупный	<0,001	» » мелкий
5—2,5	» средний		
2,5—1	» мелкий		

ТАБЛИЦА 2

Классификация обломочных частиц по размеру

Размер обломков, мм	Порода	Размер обломков, мм	Порода
>1000	Глыбы	1—0,5	Песок крупный
1000—500	Валуны крупный	0,5—0,25	» средний
500—100	» мелкий	0,25—0,05	» мелкий
100—50	Галька крупная	0,05—0,01	Алеврит крупный
50—10	» мелкая	0,01—0,005	» мелкий
10—5	Гравий крупный	0,005—0,001	Глина грубая
5—1	» мелкий	<0,001	» тонкая

Дальнейшая классификация обломочных пород производится по минеральному составу обломков. Выделяются мономиктовые (мономинеральные), олигомиктовые и полимиктовые (полиминеральные) разновидности.

А. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К этим породам относятся рыхлые разновидности (гравий, дресва, щебень, галечники и др.) и сцементированные (гравелиты, дресвиты, конгломераты и брекчии). Последние характеризуются наличием обломков (гравий, галька, щебень) материала, заполняющего промежутки между обломками, и цемента. Грубообломочные породы образуются в самых различных обстановках (см. ниже генетические классификации) и встречаются практически в отложениях всех эр и периодов от докембрия до четвертичного.

Грубообломочные породы подразделяют по размеру обломков и их форме (табл. 3), а затем по составу обломков и

Структурная классификация грубообломочных пород

Размер обломков, мм	Название обломков	Название пород			
		Рыхлые		Цементированные	
		окатанные	угловатые	окатанные	угловатые
>1000,0	Глыбы	Глыбы	Глыбы неокатанные	Глыбовый конгломерат	Глыбовая брекчия
1000—500	Валун крупный	Валунник крупный	Валунник крупный неокатанный	Валунный конгломерат крупный	Валунная брекчия крупная
500—100	Валун мелкий	Валунник мелкий	Валунник мелкий неокатанный	Валунный конгломерат мелкий	Валунная брекчия мелкая
100—50	Галька крупная	Галечники крупные	Щебень крупный	Конгломерат крупный	Брекчия крупная
50—10	Галька мелкая	Галечники мелкие	Щебень мелкий	Конгломерат мелкий	Брекчия мелкая
10—5,0	Гравий крупный	Гравийник крупный	Дресвяник крупный	Гравелит крупный	Дресвит крупный
5,0—1,0	Гравий мелкий	Гравийник мелкий	Дресвяник мелкий	Гравелит мелкий	Дресвит мелкий

Примечание. Названия для метаморфизованных грубообломочных пород такие же, как для цементированных пород.

цемента. Наиболее разработанную генетическую классификацию конгломератов и брекчий предложил Н. Б. Вассоевич [1958].

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КОНГЛОМЕРАТОВ И КОНГЛОМЕРАТО-БРЕКЧИИ КРУПНЫХ ВОДОЕМОВ

А. Морские

1. Прибрежные

1. Подвижных зон прибрежья:
 - а) за счет абразии
 - б) переотложения речного аллювия
 - в) смешанные
2. Обвальные конгломерато-брекчии
3. Оползневые >
4. Смешанные >

II. Неприбрежные

1. Конгломераты и конгломерато-брекчии вымывания:
 - а) подводных возвышенностей
 - б) донных течений
2. Перемыва брекчий:
 - а) подводнооползневых
 - б) разламывания
 - в) рифовых

3. Затопления подземных долин:
 - а) речные конгломераты
 - б) ледниковые конгломерато-брекчии

Б. Озерные

Те же типы, что и в морской обстановке, кроме конгломератов затопления.

В. Речные

I. Горных рек

1. Русловые:
 - а) верхнего и среднего течения
 - б) нижнего течения
2. Устьев:
 - а) конусов выноса
 - б) дельтовые

II. Равнинных рек

1. Русловые
2. Устьевые

III. Конгломераты и конгломерато-брекчии материково-ледниковых рек

Г. Наземные конгломераты и конгломерато-брекчии

- I. Временных водных потоков
- II. Селевых потоков
- III. Эоловые
- IV. Остаточные
- V. Солюфлюкционные

Д. Подземные конгломераты и конгломерато-брекчии

- I. Подземных потоков

Е. Смешанного происхождения

- I. Ледниково-морские (ледниково-озерные)
- II. Ледово-морские (ледово-озерные)

КЛАССИФИКАЦИЯ БРЕКЧИИ

А. Образовавшихся на поверхности Земли

I. В постоянных водоемах

1. Морские:
 - а) прибрежно-оползневые
 - б) прибрежно-обвальные
 - в) подводно-оползневые
 - г) раскалывания донных осадков (при осушении)
 - д) разламывания донных осадков (при штормах)
 - е) разрушения склонов биогермов (рифов и др.)
 - ж) костяные
2. Озерные:
 - а) те же типы, кроме «е»
 - б) замерзания

II. В малых водоемах, часто пересыхающих при растрескивании или при высыхании

III. В наземных условиях

1. Временных водных потоков
2. Селевых потоков
3. Оплывин
4. Обвалов
5. Осыпей
6. Эоловые
7. Остаточные

- 8. Солифлюкционные
- 9. Костеносные
- IV. Ледниковые
 - 1. Моренные (тиллиты):
 - а) горного оледенения
 - б) материкового оледенения
 - 2. Флювиогляциальные
- Б. Образовавшиеся в земной коре**
- I. Диагенетические и категенетические
 - 1. Доломитизации и дедоломитизации
 - 2. Дегидратации
- II. Гипергенные
 - 1. Гидратации
 - 2. Образовавшиеся в крупных пустотах обрушения:
 - а) карстовые
 - б) пещерные
 - 3. Подводных потоков
- III. Смешанного происхождения
 - 1. Ледниково-морские (озерные)
 - 2. Ледово-морские (»)
 - 3. Вулканоогенно-морские
- IV. Сопочные
 - 1. Собственно сопочные
 - 2. Выбросов при взрывах
 - 3. Внедрения:
 - а) трещинные
 - б) жерловые
 - 4. Извергнувшиеся массой на поверхность:
 - а) сопочного покрова
 - б) сопочных «глетчеров»
- V. Сопочно-осадочные
 - 1. Наземные
 - 2. Подводные
- VI. Тектонические
 - 1. Сбросовые:
 - а) из местного материала
 - б) из постороннего материала
 - 2. Взбросово-надвиговые:
 - а) из местного материала (несколько типов)
 - б) из различных пород

Изучение грубообломочных пород производится главным образом в поле на обнажениях, и только некоторое уточнение и детализация осуществляются в лаборатории.

При изучении рыхлых пород необходимо определять размер обломков и их содержание в породе, петрографический состав обломков в различных размерных фракциях, степень окатанности обломков (уплощенность, сферичность и др.), а также ориентировку обломков в пространстве. При изучении сцементированных пород кроме этого необходимо определение состава и количества заполняющего вещества и цемента*.

Галька, лежащая на поверхности, сортируется сначала по размеру (измерение производится штангенциркулем и линей-

* На обнажении рыхлых пород очерчивается площадь примерно 0,5 м² (от 0,25 до 1 м² в зависимости от размера обломков) и все, что покрывает эту площадь, подвергается исследованию.

кой)*. Вся галька, лежащая на изучаемой площади (100—300 шт.), принимается за 100 %, а размерные фракции соответственно их числу составляют конкретное содержание в процентах, т. е. это будет гранулометрический анализ не по массе, а по счету. Затем в каждой размерной фракции гальки сортируют по типам пород и таким же путем определяют процентное содержание галек различного петрографического типа в каждой размерной фракции.

Окатанность определяют в баллах по следующей шкале [Хабаров А. В., 1933 г.]:

Окатанность	Балл	Окатанность	Балл
Неокатанные	0	Хорошая	3
Слабая	1	Очень хорошая	4
Умеренная	2		

Определение окатанности ведется визуально или по фотошаблонам, на которых изображены гальки разной степени окатанности. Окатанность определяют по размерным фракциям (если необходимо, и по петрографическим типам) и выражают в процентах или коэффициентом окатанности: $K_o = (\text{число галек} \times \text{балл}) / \text{общее число галек}$. Значение K_o колеблется от 4 (хорошо окатанные) до 0,5 (слабо окатанные), или в процентах соответственно от 100 до 12,5.

Если форма галек не является предметом специального изучения, то при сортировке по размеру измеряют только длину гальки.

При специальных морфометрических исследованиях определяют также уплощенность, удлиненность, коэффициенты изометричности, округленности, сферичности и др. При этом необходимо измерять не только длину A , но и ширину B и толщину C гальки. Подробное изложение методов их определения имеется в работе Н. Б. Вассоевича [1958]. Определение ориентировки гальки в пространстве производится для уплощенной гальки; плоскости длинной A и короткой B осей ориентируют при помощи горного компаса.

Изучение сцементированных разновидностей грубообломочных пород — конгломератов и брекчий — представляет значительные трудности. В случае рыхлого заполнения и некрепкого цемента некоторый объем породы разрушают и выбирают обломки — валуны, гальку, гравий. Выбранные обломки (не менее 100—300 шт.) рассортировывают по размеру и петрографическим типам пород и определяют степень окатанности, как было указано выше.

* Н. Б. Вассоевич [1954] рекомендует специальные проволочные рамка-шаблоны. Рамки изготовляют с разными размерами сторон (25×15, 15×10, 10×5, 5×25 см или другими) в зависимости от цели изучения. Галька, ориентированная длинной осью по длине рамки, должна пройти через нее, чтобы быть отнесенной к одной из размерных фракций.

Отбирают также образцы заполняющего вещества с цементом для изучения в лабораторных условиях (в шлифах и иммерсии). Если этого нельзя сделать (крепкий и очень крепкий цемент), то выбирают относительно ровную площадку, накладывают на нее кальку и карандашом или фломастером обводят контуры обломков. Далее эту кальку накладывают на миллиметровку и определяют площади, приходящиеся на обломки, заполняющее вещество и цемент. При работе с керном его оборачивают калькой и таким же способом определяют содержание гальки и цемента.

Из породы отбивают кусочки заполняющего вещества и цемента и выбивают гальки для исследования в лабораторных условиях. В лабораторных условиях изучают заполняющее вещество и цемент в шлифах и в зернах в иммерсии, как это делается при изучении песчаных пород (см. ниже). Описывают также шлифы из галек, петрографический тип которых в поле определен лишь ориентировочно.

При возможности транспортировки большого количества гальки и мелких валунов в лаборатории определяют их окатанность и другие морфометрические показатели, а также ориентировку гальки в пространстве на предварительно маркированных в поле образцах. Для этого сконструированы специальные приборы — гониометры.

На основании содержания различных фракций, полученного при полевом исследовании, по упрощенной классификации Н. Б. Вассоевича [1958] определяют тип породы:

- | | |
|--------------------------------------|---------------------------------------|
| 1. Конгломераты-гравелиты гравийные | 6. Конгломераты галечнисто-валунные |
| 2. Конгломераты валунисто-гравийные | 7. Конгломераты галечные |
| 3. Конгломераты галечнисто-гравийные | 8. » гравийно-галечные |
| 4. Конгломераты валунные | 9. Конгломераты валунисто-галечные |
| 5. » гравийно-валунные | 10. Конгломераты резко разноразмерные |

Данные о петрографических типах галек дают возможность указать, какие они по составу: мономиктовые, олигомиктовые или полимиктовые*. Такими же методами производится изучение и определение дресвяных, щебенистых отложений и брекчий.

Пример описания грубообломочных пород. Галечник. Пляж на Кавказском берегу Черного моря вблизи устья р. Ингури.

В квадрате 0,5×0,5 м вблизи уреза собрано 150 галек. Гальки по размеру довольно однородны и принадлежат к фракциям от 10 до 100 мм. Содержание фракции 100—50 мм — 25 %, фракции 50—10 мм — 65 %, фракции диаметром менее 10 мм (гравий) — 10 %.

Галька представлена различными типами пород: плагиоклазовыми порфиритами (33)**, роговообманковыми порфиритами (7), диоритами (19), из-

* Мономиктовые состоят из одного типа пород, олигомиктовые — из двух, полимиктовые — из трех и более типов пород.

** Цифры в скобках — число галек.

вестянками (9), кварцевыми сиенитами (3), розовыми гранитами (6), долеритами (9), кварцитами (5), яшмой (1), амфиболитами (4), габбро (3), алевропелитами (1).

Форма гальки разная. Гальки, состоящие из первых четырех пород, уплощенные, следующих пяти пород — округлые, а гальки алевропелитов, габбро и амфиболитов занимают промежуточное положение.

Средний коэффициент окатанности гальки 78 % (вычислен по $K_0 = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{N} \times 25$, где $n_0 - n_4$ — число галек с данным баллом окатанности; N — число галек в пробе).

Кроме окатанности определялся коэффициент уплощенности $K_y = (A + B)/2C - 1$. Коэффициент уплощенности равен 1,52 для всей пробы, для уплощенной гальки он равен 1,7, для округлой 1,0—1,1.

Реэлюэ. Галечник мелкий, полимиктовый (с преобладанием изверженных и эффузивных пород — порфиритов и диоритов) с умеренно и хорошо окатанными гальками и преобладанием уплощенных форм.

Б. ПЕСЧАНЫЕ И АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

К песчаным относят обломочные породы с размерами зерен, мм: 1—0,05, или 1—0,1, или же 2—0,05. В первом случае выделяют крупнозернистые (1—0,5), среднезернистые (0,5—0,25) и мелкозернистые (0,25—0,05); во втором — крупнозернистые (1—0,5), среднезернистые (0,5—0,25) и мелкозернистые (0,25—0,1) и в третьем случае добавляются грубозернистые (2—1) и тонкозернистые (0,1—0,05) породы.

К алевритовым относят обломочные породы с размерами зерен, мм, от 0,05 до 0,005, выделяя крупноалевритовые (0,05—0,01) и мелкоалевритовые (0,01—0,005), или породы с зерном от 0,10 до 0,01, среди которых различают крупные (0,10—0,025), средние (0,025—0,01) и мелкие алевриты (0,025—0,01) (табл. 4).

Авторы придерживаются и рекомендуют первое подразделение песчаных и алевритовых пород (песчаные 1—0,05, алевритовые 0,05—0,005 мм). При этом подразделении возможно выделение четвертого типа песчаных пород — тонкозернистых — с размером зерна 0,1—0,05 мм, что, вероятно, имеет значение в некоторых случаях (например, оценка стекольных песков), однако при обычной работе геолога такое подразделение не имеет существенного значения.

Дальнейшее подразделение песчаных и алевритовых пород производится по минеральному составу обломочных зерен. В зависимости от числа породообразующих компонентов (минералов и обломков горных пород) песчаные и алевритовые породы можно разделить на 3 группы: 1) мономиктовые, 2) олигомиктовые, 3) полимиктовые.

В пределах трех групп название пород определяется составом породообразующих обломочных компонентов.

Для примера на рис. 1 дана классификация Н. В. Логвиненко [1974]. Однако существуют варианты классификаций В. А. Шутова [1975], Л. Б. Рухина [1969] и других, в которых приняты несколько иные границы количественного содержания

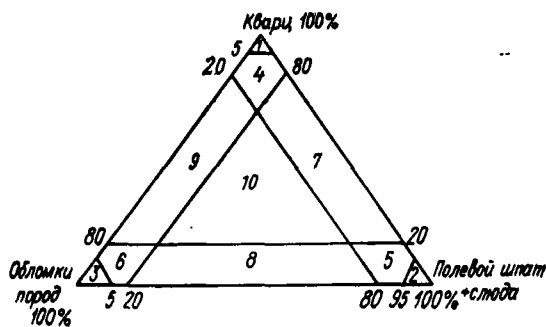


Рис. 1. Классификация песчаных и алевритовых пород.

1—3 — мономиктовые (1 — кварцевые, 2 — полевошпатовые, 3 — литонидные); 4—6 — олигомиктовые (4 — полевошпатово-кварцевые, 5 — кварцево-полевошпатовые, 6 — кварцево-литонидные); 7—8 — полимиктовые (7 — аркозовые, 8 — литонидные аркозы); 9 — граувакковые; 10 — породы смешанного состава — аркозо-граувакки.

ТАБЛИЦА 4

Классификация песчаных и алевритовых пород по размеру частиц

Фракция, мм	Породы			Фракция, мм	Породы (по С. К. Уявтурту)
	По Н. В. Логвиненко	По схеме Московского нефтяного института	По Л. Б. Рухию		
2—1	Гравий	Гравий	Песок грубозернистый	2—1	Песок грубый
1—0,5	Песок крупный*	Песок крупный	Песок крупнозернистый	1—0,5	Песок крупный
0,5—0,25	Песок средний	Песок средний	Песок среднезернистый	0,5—0,25	Песок средний
0,25—0,10	Песок мелкозернистый	Песок мелкий	Песок мелкозернистый	0,25—0,125	Песок мелкий
0,10—0,05		Алеврит крупный	Песок тонкозернистый	0,125—0,063	Песок тонкий
0,05—0,025	Алеврит крупный*	Алеврит средний	Алеврит	0,063—0,032	Алеврит крупный
0,025—0,010		Алеврит мелкий	Алеврит	0,032—0,016	Алеврит средний
0,01—0,005	Алеврит мелкий	Пелит крупный	Алеврит	0,016—0,008	Алеврит мелкий
				0,008—0,004	Алеврит тонкий

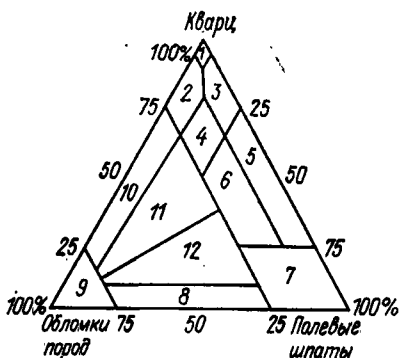
* Цементированные называются песчаниками и алевролитами соответственно.

обломочных компонентов (рис. 2). Песчаные и алевритовые породы могут быть рыхлыми — пески и алевриты — и цементованными — песчаники и алевролиты.

Зарубежными исследователями принята несколько иная классификация. Ими выделяются арениты — хорошо сортиро-

Рис. 2. Классификационная диаграмма песчаников (по В. Д. Шутову [1975]).

1 — мономинеральные кварцевые; 2 — кремнекласто-кварцевые; 3 — полевошпатово-кварцевые; 4 — мезомикито-кварцевые; 5 — собственно аркозы; 6 — граувакковые аркозы; 7 — поле пород нетерригенного происхождения; 8 — полевошпатовые граувакки; 9 — собственно граувакки; 10 — кварцевые граувакки; 11 — полевошпатово-кварцевые граувакки; 12 — кварцево-полевошпатовые граувакки.



ванные песчаники (содержащие меньше 15 % основной, обычно глинистой, массы — matrix) и вакки — несортированные песчанники (содержащие более 15 % основной массы) и кварциты (ортокварциты), аркозы и граувакки [Петтиджон Ф. Дж., 1973 г.]. В том и другом случае учитывается цементирующее вещество (matrix) и условия образования пород. Эти классификации относятся к сцементированным породам — песчаникам.

Песчаные и алевритовые породы широко распространены в различных терригенных формациях, в небольшом количестве они встречаются в других осадочных и вулканогенно-осадочных формациях, широко распространены среди четвертичных отложений континентов и океанов. По происхождению они весьма разнообразны. Различают аллювиальные, делювиальные, озерные, ледниковые или водно-ледниковые пески и алевриты, эоловые и различные пески и алевриты морских и переходных обстановок между сушей и морем.

1. МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

При литологическом исследовании в поле необходимо иметь четкие представления о номенклатуре и классификации пород, подлежащих описанию, и придерживаться раз принятой системы. Начинать описание нужно с названия породы, затем указать ее основные характеристики. В общем случае нужно отметить следующие особенности породы.

1. Состав. Этот параметр определяется составом обломочной части, например, песчаник кварцевый или песок полевошпатовый. Для пород сцементированных следует установить состав и количество цемента, а также тип цементации. Конечно, в полевых условиях эти определения приближенны и корректируются в лаборатории.

2. Цвет. Окраска породы тесно связана с составом. Цвет может быть обусловлен окраской обломочных частиц (пески кварцевые — белого цвета, полевошпатовые — розовые, гранатовые — красные, магнетитовые — черные). Кроме того, цвет по-

роды может быть связан с содержанием примесей. Красная, буро-красная, коричневая, желтые окраски обусловлены обычно содержанием в породах гидратов окиси железа (лимонита, гетита, гидрогетита и др.). Зеленая окраска связана с наличием минералов, в которых имеются закисные формы соединений железа (глауконита, шамозита, эпидота, хлорита). Серые и черные цвета чаще всего зависят от содержания в породе органических веществ, сульфидов, пирита, марказита, гидротроилита и различных соединений окислов марганца. Генезис окраски пород чаще всего сложный: окраска может быть унаследованной, когда порода наследует цвет минералов материнской породы, седиментационной и диагенетической, или эпигенетической, когда цвет связан с минеральными новообразованиями, возникающими в различные этапы формирования породы. Первичная, или унаследованная, окраска чаще всего согласуется с седиментационной слоистостью, вторичная часто имеет пятнистый характер, пересекает слои разного петрографического состава.

3. Структура. Оценка структуры включает характеристику размеров зерен и формы. Для крупных фрагментов (валунов, глыб, галек) важно давать подробную оценку формы и размеров в поле. Для мелкообломочных пород эта оценка весьма приближительна и нередко ограничивается оценкой степени однородности породы.

4. Текстура породы. Указывают пластовые текстуры верхней поверхности пласта (знаки ряби, трещины усыхания, глинтоморфозы, отпечатки капель дождя), нижней поверхности (различные иероглифы) и внутрипластовые (типы слоистостей, их местоположения в пластах и слоях пород, последовательность смены, отчетливость и выдержанность, а также причины их вызывающие).

5. Физические свойства. К ним относятся крепость, пористость, плотность и др.

6. Неорганические включения. К этому признаку следует отнести наличие конкреций, их состав, размер, содержание и характер распределения в породе.

7. Органические остатки. Необходимо описать состав, сохранность и условия захоронения органических включений.

8. Вторичные изменения породы. К этим изменениям относятся окремнения, доломитизация, ожелезнение, наличие колец Лизеганга — явления, вызванного неравномерным окрашиванием пород окислами железа и марганца, что приводит к появлению «ложной слоистости» или нередко рядов концентрически расположенных колец.

9. Сланцеватость и трещиноватость. Отмечается развитие в породах сланцеватости и трещиноватости (трещины отдельности и тектонические), оценивается их взаимоотношение со слоистостью.

При визуальном изучении пород в полевых условиях можно пользоваться приведенной ниже схемой (табл. 5).

Схема визуального определения обломочных пород в полевых условиях

Рыхлые	> 100 мм	окатанные → валуны неокатанные → неокатанные валуны
	100—10	окатанные → галька неокатанные → щебень
	10—1	окатанные → гравий неокатанные → дресва
	1—0,5 (зерна видны простым глазом или в лупу)	пески вскипают * → пески с раковинным материалом и с обломками карбонатных пород не вскипают → пески без раковинного материала и обломков карбонатных пород
	< 0,05 (зерна не видны в лупу)	алевриты (рыхлые, связанные держатся в кучке) вскипают → алевриты с карбонатом → размокают в воде (или озерные, морские) не вскипают → алевриты без карбоната → в воде быстро распадаются на отдельные частицы (лёссы)
Сцементированные***	> 100	окатанные → валунные конгломераты ** неокатанные → брекчии **
	100—10	окатанные → конгломераты ** неокатанные → брекчии **
	10—1	окатанные → гравелиты ** неокатанные → дресвиты **
	1—0,05 (зерна видны простым глазом или в лупу)	→ песчаники вскипают → песчаники с карбонатным цементом не вскипают → песчаники с глинистым, → в воде размокают → песчаники кремнистым, железистым с глинистым цементом и другим цементом
	< 0,05 (зерна не видны в лупу)	→ алевролиты вскипают → алевролиты с карбонатным цементом не вскипают → алевролиты с глинистым → в воде размокают → алевриты кремнистым, железистым с глинистым цементом и другим цементом
Породы смешанного состава (связанные) песчано- и алеврито-глинистые		тяжелые суглинки → тесто из породы с водой раскатывается в тонкую нить легкие суглинки → тесто из породы с водой раскатывается в толстую вить (1—2 мм) или в толстые расплющенные шнуры

* Реакция на вскипание проводится с соляной кислотой.

** Породы сцементированные и смешанного состава могут быть карбонатными и не содержать карбонатов.

*** Метаморфизованные породы в поле определяются приблизительно по их крепости и сланцеватости — плитчатости; точно — в лаборатории.

2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Макроскопическое исследование обломочных пород позволяет установить лишь самые общие черты состава, структуры и текстуры, поэтому обязательным является изучение их в шлифах.

При описании шлифа должны быть освещены следующие вопросы в названной последовательности.

1. Дается количественная оценка материала разного генезиса (обломочного материала и цемента). Она делается визуально или с помощью трафаретов (рис. 3). Более точным является определение с помощью окулярной сетки.

2. Далее следует охарактеризовать размер и степень сортировки обломочного материала. Оценивается максимальный и минимальный размеры преобладающей фракции*, ее процентное содержание, отмечается присутствие и оценивается процентное содержание других гранулометрических классов, кроме преобладающего, при этом принимают содержание обломочного материала за 100%. Следует отметить, что если обломочные частицы сосредоточены в каком-либо гранулометрическом классе используемой классификации (составляя 90% от обломочной части породы)**, то порода относится к хорошо сортированной, а наименование преобладающего класса вводится в название. Например, песчаник хорошо сортированный, крупнозернистый (если более 90% обломочных частиц сосредоточено в классе 1—0,5 мм). Если более 90% частиц сосредоточено в двух гранулометрических классах, то порода определяется как среднесортированная и называется в соответствии с названием этих классов (например, среднесортированный мелко-среднезернистый песок). При этом на первое место ставится название того класса, содержание которого меньше. Если 90% частиц сосредоточено более чем в двух классах, то порода относится к плохо сортированной, или разнотонной, при этом указывается название преобладающего класса.

Определение размеров зерен производится в следующем порядке. Устанавливается измеряемое зерно в поле зрения так, чтобы первое деление шкалы линейки линейного окуляр-микрометра совпадало с краем зерна. Считают, сколько делений шкалы укладывается в поперечнике зерна. Вычисляют размер зерна, перемножая полученное число делений на цену деления окуляр-микрометра при данном объективе. Цена деления окуляр-микрометра при различных объективах микроскопа дана в табл. 6.

3. Затем необходимо определить состав обломочной части пород, который в шлифах может быть изучен с достаточной пол-

* Оценку фракций обычно ведут в объеме и в границах обычных стандартных гранулометрических фракций, мм: 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1 и 0,1—0,05 (см. табл. 2).

** По мнению других исследователей, эту цифру следует снизить до 65—70%.

нотой. Обломочный материал по содержанию может быть разделен на три части. Выделяются главные породообразующие минералы (более 10 %), второстепенные, составляющие менее 10 % от обломочной части (1—10 %) и акцессорные (<1 %).

ТАБЛИЦА 6

Цена деления окуляр-микрометра микроскопов

Микроскоп МП-2		Микроскоп МИН-8	
Объектив	Цена деления, мм	Объектив	Цена деления, мм
8×	0,02	3,5×	0,048
20×	0,08	9×	0,018
40×	0,04	20×	0,008
60×	0,0029	60×	0,003

Породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты, реже глаукопит, слюды. Роль породообразующих компонентов могут играть обломки магматических, метаморфических и осадочных пород (табл. 7). Минералы определяются с помощью оптических констант — показателя преломления относительно канадского бальзама (КБ), равного 1,540, двупреломления, осности, угасания и удлинения (табл. 8). Кроме того, для главных минералов (кварц и др.) указываются: а) форма и степень окатанности; б) наличие включений (пылевидных, газожидкостных или минеральных; апатита, рутила, турмалина, слюд, циркона и др.); в) степень свежести или выветрелости и характер продуктов выветривания; г) другие индивидуальные особенности*.

При характеристике полевых шпатов учитывают характер двойникования, вторичные изменения (пелитизация калиевых полевых шпатов, серицитизация кислых и сосюртитизация средних и основных плагиоклазов). По максимальному углу симметричного погасания в разрезах $\perp 010$ или углу погасания в разрезах $\perp 100$ пинакоиду и показателю преломления относительно канадского бальзама определяется номер плагиоклаза.

Особое внимание обращают на обломки пород. Их характеристика включает оценку формы, степени окатанности, цвета, состава, структуры, степени сохранности и процессов преобразования. Диагностические признаки обломков различных пород приведены в табл. 7.

После оценки содержания главных породообразующих компонентов (кварца, полевого шпата и обломков пород) опреде-

* При более детальном изучении определяют в иммерсии типы кварцевых зерен по методике Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева [1951] и Н. В. Логвиненко и С. И. Шуменко [1956 г.].

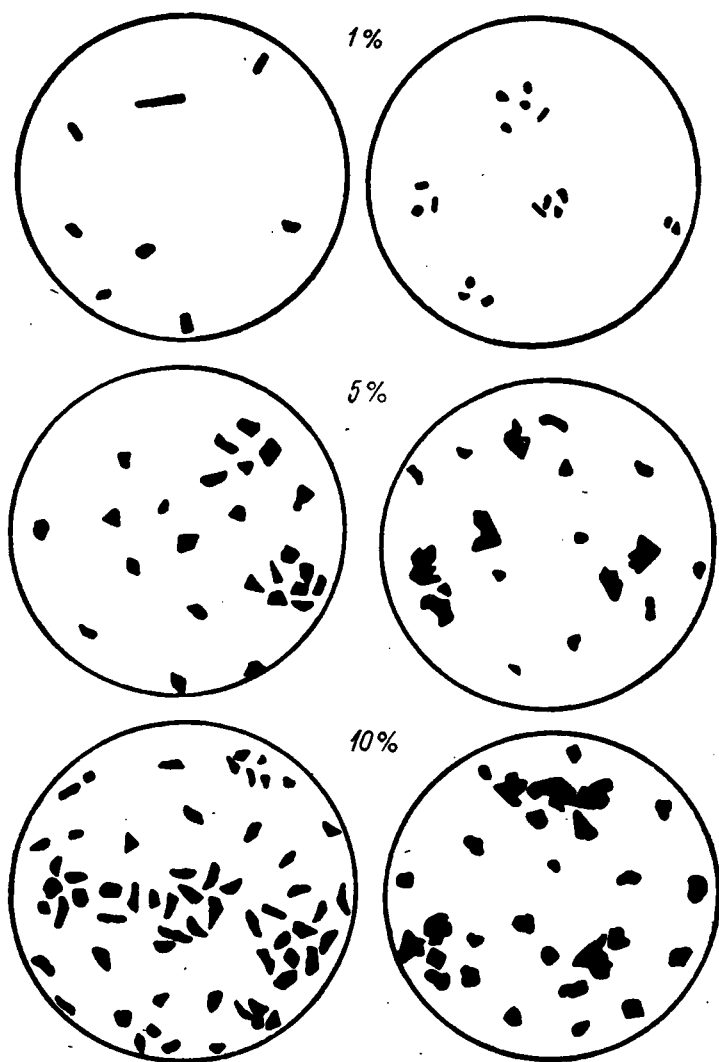
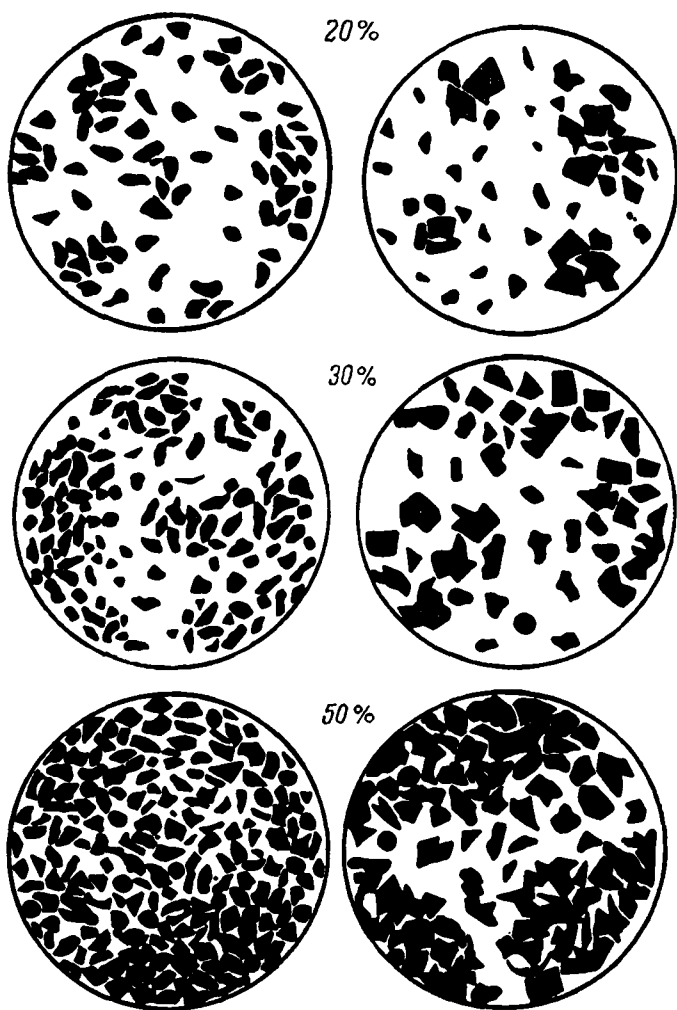


Рис. 3. Трафареты для визуального определения

ляют название пород (рис. 4, 5), используя имеющиеся классификации (например, рис. 1).

4. При характеристике цемента прежде всего определяют тип цементации, выделяя следующие: базальный, когда зерна как бы плавают в цементе, поровый, контактовый и пленочный. Нередко в породе устанавливается смешанный тип цементации (рис. 6, 7, 8). Далее устанавливают состав цемента (если цемент полиминеральный, то для каждой отличающейся по со-



компонентов в шлифах (по М. С. Швецову)..

ставу цементирующей массы указывают тип цементации) и его структуру. Выделяют аморфную, скрытокристаллическую (зерна не видны при самых больших увеличениях, но цемент в целом действует на поляризованный свет) и кристаллически зернистую структуры. По взаимоотношению зерен и цементирующего материала называют следующие типы цемента: коррозионный (см. рис. 7), когда обломочные зерна разрушаются цементом и приобретают извилистые изъеденные очертания; обрастания,

Эффузивные породы	Интрузивные породы
<p>Кислые эффузивы (липариты, дациты) Отличаются характерным составом: присутствует кварц во вкрапленниках и в основной массе, кислый плагиоклаз и небольшое количество темноцветных минералов. Структура фельзитовая, сферолитовая, витрофировая, гиалопилитовая. Вторичные изменения: окремнение, серицитизация и ожелезнение</p> <p>Средние эффузивы (андезиты, трахиты) Состав: средний плагиоклаз, несколько большее количество темноцветных, чаще всего роговых обманок, отсутствие кварца. Структура микролитовая, андезитовая, пилотакситовая, трахитовая, реже гиалопилитовая. Вторичные изменения: хлоритизация, эпидотизация, ожелезнение</p> <p>Основные эффузивы (базальты, диабазы) Состав: основной плагиоклаз, большое количество темноцветных, чаще всего пироксенов, отсутствие кварца. Структура интерсертальная, диабазовая, долеритовая, реже гиалопилитовая. Вторичные изменения: актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация, соссюритизация, ожелезнение</p>	<p>Граниты, сиениты, диориты. Состав: кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка. Структура гипидиоморфнозернистая</p> <p>Габбро, перидотиты. Состав: основной плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, ильменит. Структура габбровая и долеритовая</p>

Примечание. Нередко вместе с обломками эффузивов встречаются обломки $n < 1,540$, основные — $n > 1,540$.

или крустификационный, когда кристаллы цемента ориентированы перпендикулярно к поверхности обломков и одевают их корочкой (фосфатный, халцедоновый, кальцитовый, сульфатный цементы); нарастания, или регенерационный (рис. 8), когда цемент имеет одинаковый состав с обломочным зерном (кварцевый, кальцитовый и полевошпатовый цементы); прорастания, или пойкилитовый (кальцитовый, гипсовый и баритовый цементы), когда кристаллы цемента по размеру превосходят обломки и включают последние (рис. 9, 10).

обломков горных пород

Метаморфические породы	Осадочные породы
<p>Кристаллические сланцы, гнейсы. Состав: слюды, серицит, кварц, полевые шпаты, рудные минералы, хлорит, эпидот и др. Структура лепидобластовая и гранобластовая</p> <p>Кварциты. В составе преобладает кварц. Структура кварцитовидная и гранобластовая. Цвет светло-серый или бесцветный $n > 1,540$</p>	<p>Глины, аргиллиты, глинистые сланцы. Состав: гидрослюда, серицит, кварц. Структура пелитовая и алевропелитовая, текстура ориентированная или беспорядочная. Цвет темно-серый $n > 1,540$</p> <p>Алевролиты, песчаники. Состав: кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, карбонаты и др. Структура алевролитовая и псаммитовая. Цвет светло-серый, серый, буроватый $n > 1,540$</p> <p>Карбонатные породы. Состав: кальцит, доломит. Цвета интерференции карбонатного материала радужные, перламутровые. Иногда содержат обломки органических остатков (фораминифер, моллюсков, остракод, криноидей и др.). Структура кристаллически-зернистая, органогенная, пелитоморфная и др.</p> <p>Кремнистые породы. Состав: кварц, халцедон, опал, кристобалит. Цвета интерференции серые, белые, желтоватые. Иногда содержат органические остатки (радиолярии, спикулы кремнистых губок, диатомей). Структура органогенная, пелитоморфная, крипто-мелкозернистая $n \leq 1,540$ (опал, халцедон) $n > 1,540$ (кварц)</p>

вулканических стекол. Кислые стекла с содержанием кварца от 60 до 75 % имеют

В случае полиминерального цемента определяют последовательность его образования, выделяют его генерации, способы и время их образования: осаждение механической взвеси, коагуляция коллоидов, кристаллизация из раствора, раскристаллизация аморфного материала и перекристаллизация.

Рыхлые породы (пески и алевроиты) изучают иммерсионным методом. Проводят анализ либо всей породы (при ее однородности), либо гранулометрических фракций, выделенных ситовым или другими методами анализа.

Определение минералов в шлифе

Показатель преломления	Изотропные минералы (двойное лучепреломление равно 0)	Анизотропные минералы (двойное лучепреломление не равно 0)			
		Интерференционная окраска серая, белая, желтоватая — I порядка 0.001—0,012			
		Одноосный		Двуосный	
		+	-	+	-
$n < 1,500$ Сильный отрицательный рельеф	Анальцим, опал, сильвин, флюорит, квасцы, вулканическое стекло		Шабазит	Шабазит	Морденит, шабазит
$n = 1,500 \div 1,540$ Рельефа нет или слабый отрицательный	Аллофан, галлуазит, вулканическое стекло			Халцедон —, кварцин ±, альбит ±, гипс —, олигоклаз до № 15—17	Ортоклаз ±, микроклин ±, ломонтит
$n = 1,540 \div 1,580$ Рельефа нет или слабый положительный	Галит, галлуазит, аллофан, коллофанит, вулканическое стекло	Кварц +	Нефелин	Андезин ±, лабрадор —, олигоклаз № 15—20	Олигоклаз ± № 17—30, каолинит +
$n = 1,580 \div 1,700$ Сильный положительный рельеф	Коллофанит, вулканическое стекло	Алунит	Пеннин +, апатит	Целестин +, пеннин —, клинохлор +, энстатит +, бронзит +	Рибекит —, анортит —, андалузит —, тюрингит +, шамозит
$n > 1,700$ Очень сильный положительный рельеф	Шпинель, алмаз, гроссуляр, пироп, спессартин, уваровит, андрадит, никотит, лимонит		Корунд ±	Везувиан —, цоизит +, хлоритоид —	Везувиан

Показатель преломления	Изоотропные минералы (двойное лучепреломление равно 0)	Анизотропные минералы (двойное лучепреломление не равно 0)			
		Интерференционная окраска желтая, красная, зеленая и т. д. — 1 и 2 порядков 0,012—0,037			
		Одноосный		Двуосный	
		+	-	-	+
$n < 1,500$ Сильный отрицательный рельеф	Анальцим, опал, сильвин, флюорит, квасцы, вулканическое стекло				Монтмориллонит
$n = 1,500 \div 1,540$ Рельефа нет или слабый отрицательный	Аллофан, галлуазит, вулканическое стекло			Хризотил +	Монтмориллонит, бейделлит
$n = 1,540 \div 1,580$ Рельефа нет или слабый положительный	Галит, галлуазит, аллофан, коллофанит, вулканическое стекло			Хризотил +, гипс ±	Гидрослюда ±, антигорит +, лепидолит +, бейделлит
$n = 1,580 \div 1,700$ Сильный положительный рельеф	Коллофанит, вулканическое стекло	Алузит	Турмалин	Глауконит, барит +, диаллаз +, силлиманит +, оливин +, диопсид +, гипс ±	Глауконит, гидрослюда +, глаукофан +, дюрмюрерит —, роговая обманка +, нонтронит +, актинолит +, тремолит +
$n > 1,700$ Очень сильный положительный рельеф	Шпинель, алмаз, гроссуляр, пироп, спессартин, уваровит, андрадит, пикотит, лимонит	Шеелит		Арфведсонит —, ставролит +, геденбергит —, авгит +, хлоритид	Арфведсонит, дистен +, гиперстен +

Показатель преломления	Изотропные минералы (двойное лучепреломление равно 0)	Анизотропные минералы (двойное лучепреломление не равно 0)			
		Интерференционная окраска желтая, зеленоватая, красная и т. д.—3 и 4 порядков			
		0,037—0,060			
		Одноосный		Двуосный	
		+	-	+	-
$n < 1,500$ Сильный отрицательный рельеф	Анальцим, опал, сильвин, флюорит, квасцы, вулканическое стекло				
$n = 1,500 \div 1,540$ Рельефа нет или слабый отрицательный	Аллофан, галлуазит, вулканическое стекло				
$n = 1,540 \div 1,580$ Рельефа нет или слабый положительный	Галлит, галлуазит, аллофан, коллофанит, вулканическое стекло			Тальк +, пирофиллит +, мусковит +	
$n = 1,580 \div 1,700$ Сильный положительный рельеф	Коллофанит, вулканическое стекло	Биотит +		Ангидрит +	Лепидомелан +, тальк +, пирофиллит +, мусковит +, биотит +
$n > 1,700$ Очень сильный положительный рельеф	Шпинель, алмаз, эроссулар, пироп, спессартин, уваровит, андрадит, пикотит, лимонит			Монацит +, диаспор —	Лепидомелан +, эпидот +, эгирин (акмит)

Показатель преломления	Изотропные минералы (двойное лучепреломление равно 0)	Анизотропные минералы' (двойное лучепреломление n° равно 0)			
		Интерференционная окраска радужная $> 0,060$ — 4 и более высокого порядка			
		Одноосный		Двуосный	
		+	-	+	-
$n < 1,500$ Сильный отрицательный рельеф	Анальцим, опал, сильвин, флюорит, квасцы, вулканическое стекло		Кальцит \pm		
$n = 1,500 \div 1,540$ Рельефа нет или слабый отрицательный	Аллофан, галлуазит, вулканическое стекло		Кальцит \pm , доломит \pm , магнезит \pm , анкерит \pm		Арагонит
$n = 1,540 \div 1,580$ Рельефа нет или слабый положительный	Галит, галлуазит, аллофан, коллофанит, вулканическое стекло		Кальцит \pm , доломит \pm магнезит \pm , анкерит \pm		Арагонит
$n = 1,580 \pm 1,700$ Сильный положительный рельеф	Коллофанит, вулканическое стекло		Анкерит \pm , кальцит \pm , доломит \pm , магнезит \pm , <i>сидерит \pm,</i>		Арагонит
$n > 1,700$ Очень сильный положительный рельеф	<i>Шпинель, алмаз, гроссулар, пироп, спессартин, уваровит, андрадит, пикотит, лимонит</i>	<i>Рутил \pm, ксенотим \pm, циркон \pm</i>	<i>Анатаз \pm, магнезит \pm, сидерит \pm, гематит</i>	<i>Сфен $-$, брусит \pm</i>	<i>Гетит \pm</i>

Примечания. 1. \pm — знак зоны. 2. Плеохроичные и изотропные окрашенные минералы даны курсивом.

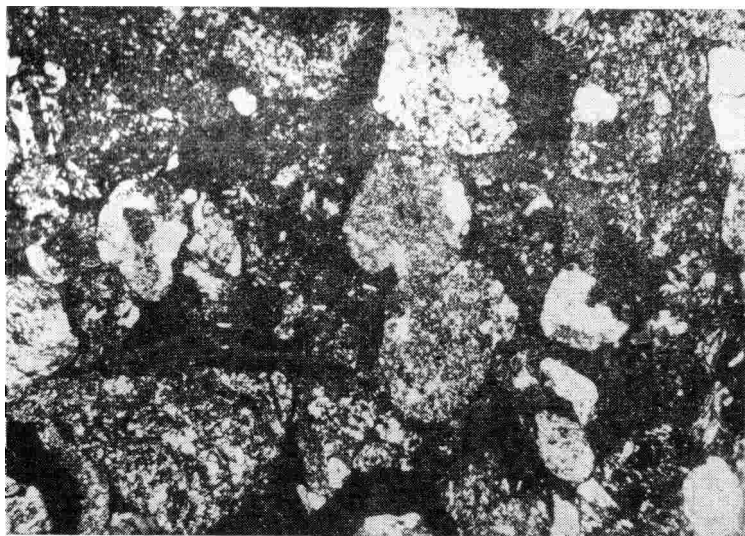


Рис. 4. Вулканогенный среднезернистый граувакковый песчаник. Бахчисарайский район, р. Бодрак, юра. Увел. 30', николи скрещены.



Рис. 5. Аркозовый песчаник с глауконитом, частью обломочным, частью аутигенным. Бахчисарайский район, р. Бодрак, мел. Увел. 50', николи скрещены.

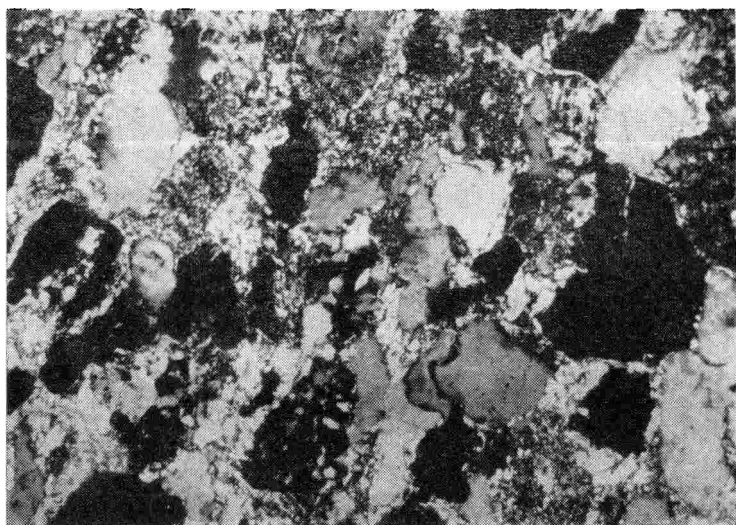


Рис. 6. Мелкозернистый кварцевый песчаник со смешанным типом цементации.

Тип цементации — контактово-базальный коррозионный цемент кремнисто-гидрослюдистого состава. Увел. 100, николи скрещены. Верхний рифей, Кольский полуостров

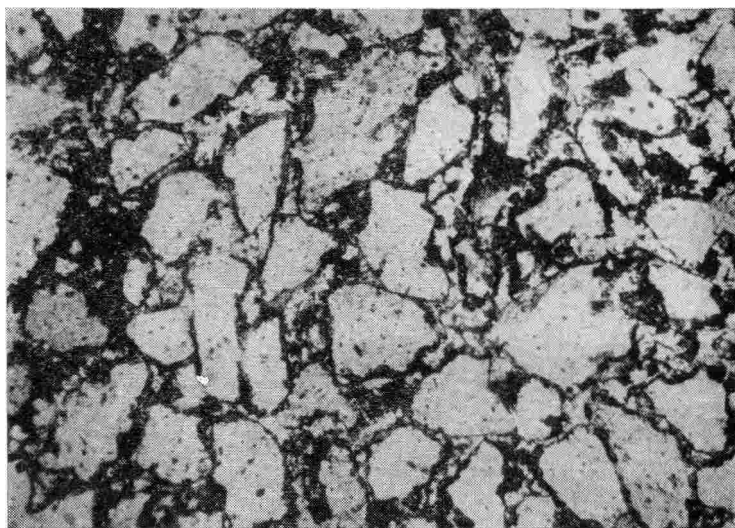
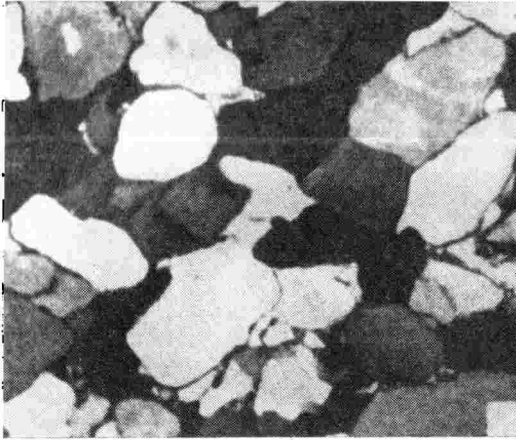


Рис. 7. Мелкозернистый кварцевый песчаник со смешанным типом цементации (преимущественно порово-контактный цемент, железистый, коррозионный).

Увел. 100, николь 1.



Риг. 8. Песчаник мелкозернистый кварцевый с контактовым кварцевым цементом и участками бесцементного сочленения зерен. Шокшинский кварцит, Карелия, протерозой. Увел. 90, николи скрещены.

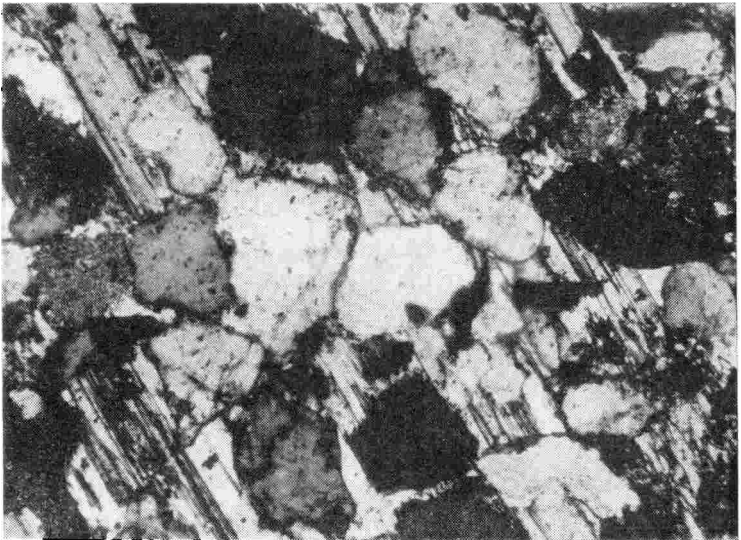


Рис. 9. Мелкозернистый кварцевый песчаник с гипсовым пойкилитовым цементом и с агрегатными скоплениями доломита. Увел. 100, николи скрещены.

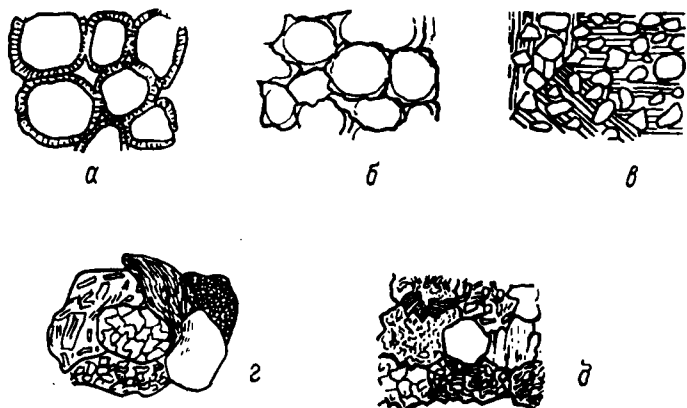


Рис. 10. Типы цементов и бесцементное сочленение зерен.

Тип цемента: а — кругификационный, б — регенерационный, в — пойкилитовый; бесцементное сочленение зерен: г — конформное; д — инкорпорационное и стилолитовое.

3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Методы опробования и их выбор в зависимости от типа отложений. Образцы для лабораторного изучения гранулометрического состава пород могут отбираться двумя способами — точечным и бороздовым. По мнению Л. Б. Рухина, точечный способ лучше, поскольку смещение по составу кусочков породы, отбираемых при бороздовом опробовании, искажает действительное соотношение частиц и мешает правильному истолкованию гранулометрического состава. По-видимому, предпочтение следует отдать мелкобороздовому способу отбора проб, осуществленному путем зачистки поверхности нужных участков, и взятию проб в плоскости слоистости не в точке, а на некотором протяжении. При отборе проб из современных осадков они часто берутся в углах сетки, конфигурация которой определяется общими контурами исследуемых осадков. Представительность пробы является важным фактором, определяющим действительное соотношение гранулометрических фракций в породе, а следовательно, и более достоверную типизацию отложений. Масса проб для анализа различных типов осадков колеблется в следующих пределах, г: для песчаных отложений 50—200, чаще 100, для алевритовых до 20—50, для глинистых 10—20.

Частота отбора и число проб зависят от объекта и целей исследования. Для обеспечения достаточной представительности анализов число образцов в общем виде должно быть не менее 30 на каждую самостоятельную единицу подразделения, выделяемую в изучаемом разрезе. Интервалы отбора проб устанавливаются в зависимости от мощности разрезов и степени однородности пород. В случае переслаивания пород образцы отбираются из всех петрографических и генетических разновидностей.

Методы гранулометрического анализа. Под этим анализом понимают разделение слагающих породу зерен или агрегатов на классы по крупности и установление содержания каждого класса*, другими словами, это анализ, при помощи которого определяется масса или число частиц заданного размера в данной пробе. Совокупность частиц определенного размера называется гранулометрической фракцией. Содержание гранулометрических фракций, как следует из определения, может выражаться в весовых процентах или количеством частиц определенного размера в данной пробе.

Применяемые способы гранулометрического анализа обломочных отложений делятся на 4 группы:

1) ситовой анализ, заключающийся в просеивании зерен через сита с постепенно уменьшающимися отверстиями;

2) седиментометрические (водные) способы, основанные на различной скорости осаждения частиц разной крупности в воде;

3) непосредственное измерение поперечников зерен в шлифах под микроскопом или в препаратах под биноклем (для измерения поперечников крупнообломочных частиц используется штангенциркуль);

4) определение гидравлической крупности частиц.

Гранулометрический анализ включает подготовительный этап, непосредственное разделение породы на гранулометрические фракции и определение объема каждого класса. Подготовка рыхлых (пески, алевроиты) и связных (суглинки, глины) проб к элементарному гранулометрическому анализу включает намачивание проб в воде, растирание вручную и на различных истирателях, кипячение, взбалтывание на специальных приборах-болтушках, ультразвуковую обработку. Для сцементированных пород (песчаники, алевроиты) требуется предварительная дезинтеграция и растворение цемента проб растворами различных реактивов: аммиаком (1-, 10- и 25 %-ным), насыщенным пирофосфатом натрия, карбонатом натрия (1 %-ным), соляной кислотой (2—3 %-ной), уксусной кислотой (5—7 %-ной), едкой щелочью (1—2 %-ной) и др. Наиболее эффективно диспергирование проб при помощи ультразвука [Лапина Н. Н., 1964].

Ситовой анализ. Этот анализ используется для рыхлых гравийных, гравийно-песчаных, песчаных и алевроито-песчаных пород. Для ситового анализа применяется стандартный набор сит с отверстиями, мм: 10; 7; 5; 3; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,10.

* При определении гранулометрического состава может применяться методика элементарного и агрегатного анализов. При элементарном анализе определяют размер и соотношение выделенных фракций, состоящих из отдельных кластических зерен, при агрегатном анализе оценивают размер и соотношение выделенных фракций, состоящих как из отдельных минеральных зерен, так и естественных минеральных агрегатов. Для агрегатного анализа рекомендуется брать пробы с естественной влажностью и намачивать их в дистиллированной воде в течение 24 ч. Воздушно-сухие и абсолютно сухие пробы для агрегатного анализа не пригодны.

Образец тщательно растирается пестиком, а затем квартуется. Взятая навеска высыпается в колонну сит и встряхивается вручную обычно 15—20 мин или рассеивается на специальных установках — ротапах — в течение 10 мин. Оставшиеся на каждом сите фракции взвешиваются на технических весах с точностью до 0,01 г, определяется процентное содержание каждой размерной фракции по отношению ко всей навеске.

«Мокрый метод» ситового анализа применяется при большом количестве глинистых частиц в образцах, не подверженных предварительному отмучиванию. Навеска помещается в фарфоровую чашку, заливается водой и тщательно растирается резиновым пестиком. Затем раствор пропускается через набор сит. Этот способ применяется в грунтоведении и при исследовании современных осадков.

При детальном литологическом исследовании применяется разделение песчаных пород на узкие гранулометрические классы. В настоящее время чаще всего применяют шкалу, значения которой связаны отношением $\sqrt[10]{10} = 1,25 : 2,50; 2,00; 1,60; 1,25; 1,00; 0,80; 0,60; 0,50; 0,40; 0,315; 0,25; 0,20; 0,16; 0,125; 0,100; 0,08; 0,06; 0,05; 0,04$ мм. Использование набора сит с указанным соотношением отверстий позволяет производить 19-фракционный анализ. Существуют и другие наборы сит: с отношением 1,41, позволяющие делать 11-фракционный анализ, и с отношением 1,19.

При ситовом анализе необходима проверка ситовых наборов. Под биноклем определяется диапазон колебаний размера отверстий (допустимое отклонение 8—9 %). Проверка размера ячеек сит периодически повторяется в процессе работы.

В настоящее время ситовый анализ может быть усовершенствован во многих своих звеньях. Трудности осуществления анализа для плотных сцементированных пород могут быть успешно преодолены с помощью ультразвуковой дезинтеграции. Для ускорения просеивания необходимо внедрение вибрационно-просеивающих машин вместо вращательно-ударных (лучшим прибором является электромагнитная просеивающая машина «Pulverisette-3», ФРГ, с набором из 32 сит). Для взвешивания фракций нужно применять быстродействующие весы, например ВЛТК-20 или электронные.

Седиментометрические способы гранулометрического анализа. Эти способы анализа включают следующие разновидности: метод слива, или отмучивания (например, метод А. Н. Сабанина, А. И. Кричары и др.), и пипеточный метод Робинсона — Качинского*.

Метод А. Н. Сабанина применяется чаще всего для анализа пород, содержащих частицы менее 0,01 мм в количестве менее

* Метод Робинсона — Качинского рассматривается во II главе.

10 %. Отмучивание частиц производят в гранулометрическом стакане диаметром 6 и высотой 17 см, установленном в штативе. В стакан помещается стеклянный сифон с зажимом для слива воды. Положение конца сифона фиксирует нулевой уровень, над ним отмечают высоту, равную 2 и 10 см.

В основе метода лежит учет скорости движения частиц в стоячей воде, рассчитанной по формуле Стокса (табл. 9). Навеска породы 5 г, взятая на технических весах, обрабатывается для разрушения агрегатов* путем растирания в воде резиновым пестиком в фарфоровой чашке, или подвергается кипячению в течение 1—2 ч, или обрабатывается ультразвуком в течение 3—5 мин при частоте колебаний 21—22 кГц.

ТАБЛИЦА 9
Скорость осаждения частиц различного размера
(по А. Н. Сабанину)

Диаметр частиц, мм	Скорость осаждения частиц, мм/с	Время осаждения частиц при высоте столба воды 1 см, с
0,01	0,2	50
0,05	2	5

Навеску переносят в другую чашку, просеивая мокрым способом через сито с диаметром отверстий 0,25 мм. Оставшиеся на сите частицы высушивают, взвешивают и определяют содержание в весовых процентах. Затем небольшими порциями содержимое чашки переводят в градуированный стакан до уровня на 2 см выше нулевого, взбалтывают мешалкой и через 100 с сливают до нулевого уровня. Повторяют эту операцию до тех пор, пока весь материал из фарфоровой чашки не будет переведен в стакан и после взбалтывания через 100 с в слое воды от нулевой линии до отметки 2 см не будет взвешенных частиц. Таким путем отмучивают фракцию $<0,01$ мм.

Для отмучивания фракции $<0,05$ мм доливают в стакан чистую воду до отметки 2 см над нулевой линией, взбалтывают и через 10 с сливают до нулевой линии. Операция продолжается до тех пор, пока в указанном 2-сантиметровом слое воды через 10 с после взмучивания не будет взвешенных частиц. Проверку

* Агрегирование происходит за счет склеивания тонкодисперсных частиц цементирующими веществами (органическим веществом, гидроокислами железа, карбонатами, кремнеземом и др.), возникающими при старении коллоидов, при высыхании проб за счет выпадения из поровых растворов солей и других причин.

на чистоту отмучивания, как и при отборе первой фракции, производят либо визуально, убеждаясь в прозрачности столба жидкости (после определенного времени вслед за взмучиванием) на фоне белой бумаги, поднесенной к стакану, или путем исследования капли жидкости, взятой из соответствующего интервала, под микроскопом и определения размера содержащихся в ней частиц.

Фракцию диаметром $<0,1$ мм отмучивают, доливая воду до уровня 10 см над нулевой линией и сливая ее через 10 с после взмучивания. В стакане остается фракция от 0,25 до 0,1 мм. Ее собирают, высушивают и рассеивают на ситах. Все отмученные фракции, за исключением фракции 0,01 мм, собирают, высушивают, взвешивают и рассчитывают процентное содержание, принимая взятую навеску в 5 г за 100 %. Фракцию $<0,01$ мм определяют по разности между навеской и всеми взвешенными фракциями или путем вычитания из 100 % суммарного процентного содержания всех остальных фракций.

Комбинированный метод гранулометрического анализа. Для песчано-алевритовых, песчано-глинистых и других обломочных двух- или трехкомпонентных пород используют так называемый комбинированный гранулометрический анализ. При комбинированном методе путем отмучивания разделяют породы на две фракции — крупнее и мельче 0,01 мм. Фракцию $>0,01$ мм рассеивают на ситах. При наборе сит с наименьшим диаметром отверстий 0,05 мм количество частиц алевритовой размерности определяется путем взвешивания частиц осадка, попавшего в поддон, ниже сита 0,05 мм. При отсутствии такого набора содержание алевритовой фракции устанавливается по методу А. Н. Сабанина с дополнениями по Н. В. Логвиненко.

Часть породы или осадка, содержащую частицы $<0,01$ мм, подвергают одному из гидравлических методов анализа. Наиболее часто применяются пипеточный и метод седиментационных трубок. Суспензия осадка низкой концентрации помещается в градуированный цилиндр и через определенные промежутки времени с определенного уровня цилиндра берется проба суспензии и взвешивается.

В анализе определяют содержание частиц 0,01—0,005; 0,005—0,001 и $<0,001$ мм. Пипеточный метод детально описан во II главе.

В методах с использованием седиментационной трубки скорость накопления известного количества осадка, помещенного в вертикально стоящую трубку, заполненную водой, измеряется с помощью модифицированных весов. Путем расчета строятся кривые гранулярного состава, которые более точны и лучше воспроизводимы, чем кривые, основанные на пипеточном методе, и легче поддаются статистической обработке.

Непосредственное измерение поперечников зерен (в рыхлых препаратах под бинокуляром, в шлифах под микроскопом).

Гранулометрический анализ в шлифах. Когда имеют дело с плотными песчаниками и алевrolитами, то весьма трудно применить гранулометрический анализ, так как размер зерен и их количество будет зависеть от способа подготовки, и размер зерен определяется в шлифах. Этот метод заключается в измерении диаметра обломочных частиц с помощью окулярного микрометра. Измерения проводят с помощью линейки, вмонтированной в окуляр (чаще всего 6 \times), предварительно определив с помощью объект-микрометра цену деления окуляра для разных объективов. На шлифе со стороны покровного стекла проводят ряд параллельных линий. Передвигая шлиф вдоль линий, измеряют все зерна, попавшие на эти линии. Результаты обычно отмечают на бланке, где конечные размеры фракций выражены в делениях линейки окуляр-микрометра (табл. 10). В этом бланке фиксируют не размеры зерен, а попадание их в соответствующие классы крупности. Число измерений обычно составляет 300—500. Для производства анализа шлифы должны быть одинаково ориентированы, желательно параллельно плоскости напластования.

ТАБЛИЦА 10

Бланк для производства гранулометрического анализа в шлифах

Конечные размеры фракций для шкалы кратностью 1,25, мм	Число делений окулярной линейки для объектива 8 \times	Число зерен по фракциям	Сумма зерен в каждой фракции	Сумма зерен во всех фракциях
2,00—1,60	91—73	—		
1,60—1,25	73—56	—		
1,25—1,00	56—45	—		
1,00—0,80	45—36	1	1	
0,80—0,60	36—27	1, 1, 1	3	311
0,60—0,50	27—23	1, 1, 1 и т. д.	6	
0,50—0,40	23—18	1, 1, 1 и т. д.	13	
0,40—0,31	18—14	1, 1, 1 и т. д.	30	
0,31—0,25	14—11	1, 1, 1, 1 и т. д.	35	
0,25—0,20	11—9	1, 1, 1, 1, 1 и т. д.	43	
0,20—0,16	9—7	1, 1, 1, 1, 1, 1 и т. д.	180	

Методика пересчета видимого в шлифе гранулометрического состава на истинный была аналитически разработана Гринманом [1951 г.] и впоследствии упрощена и конкретизирована В. Н. Швановым и А. Б. Марковым [1960 г.] применительно к шкале с шагом, равным $\sqrt{2}$, и А. Л. Шантаром к шкале с шагом $\sqrt[10]{10}$ [Шантар А. Л., 1964].

В определенные в шлифе содержания каждой гранулометрической фракции должны быть введены поправки, устраняющие эффект срезания. Представляют, что число сечений зерен, попавших в ту или иную гранулометрическую фракцию при изме-

рени их поперечников, не соответствует числу зерен, действительно принадлежащих этой фракции. В каждой фракции окажутся сечения зерен, перешедших из более крупной фракции, и не окажется части зерен, ушедших в более мелкие фракции. Другими словами, если имеется 100 % зерен в I фракции, то за счет эффекта срезания в ней останется лишь 51 % от общего числа содержащихся зерен. В следующий более мелкий гранулометрический класс (II фракция) перейдет 21 % их числа, в последующие фракции 10 % (III фракция), 7,5 % (IV фракция) и т. д.

Значения поправочных коэффициентов, вводимые при пересчете, для гранулометрической шкалы со знаменателем равным 1,257 составляют 51, 21, 10, 7,5, 3,7, 2,8, 1,5, 1. Пример пересчета иллюстрирует табл. 11.

В соответствии с этим пересчет видимых содержаний гранулометрических фракций (F_1, F_2, \dots, F_k), полученных в результате гранулометрического анализа (графа 2, табл. 11), на истинное процентное содержание производят по формулам:

$$Q_1 = \frac{100}{51} F_1 = 1,96 F_1;$$

$$Q_2 = 1,96 (F_2 - 0,21 Q_1);$$

$$Q_3 = 1,96 [F_3 - (0,21 Q_2 + 0,10 Q_1)];$$

.....

$$Q_k = 1,96 [F_k - (0,21 Q_{k-1} + 0,10 Q_{k-2} + 0,075 Q_{k-3} + 0,037 Q_{k-4} + 0,025 Q_{k-5} + 0,015 Q_{k-6} + 0,010 Q_{k-7})],$$

где Q_1, Q_2, \dots, Q_k — содержание зерен в каждой фракции, %.

Пересчет совершается в два этапа. Вначале по приведенной формуле определяются значения $Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_k$ (графа 4), которые однако не отражают еще истинное содержание зерен, %, в каждой фракции. Сумма этих значений ($Q_1 + Q_2 + \dots + Q_k$) всегда больше 100 %. Однако при данном способе анализа часть песчаных зерен теряется за счет попадания в более мелкие фракции. Для устранения этого эффекта сумму $Q_1 + Q_2 + \dots + Q_k$ вновь приводят к 100 % и пересчитывают содержание каждой фракции. Полученные таким образом результаты выражают истинное содержание каждой выделенной гранулометрической фракции.

Пример гранулометрического анализа, выполненного в шлифе, и пересчет на истинное процентное содержание зерен в каждой фракции иллюстрирует табл. 10 и 11.

При выполнении гранулометрического анализа в шлифах методом измерения поперечников зерен возникает вопрос, что именно измерять: максимальные, минимальные, средние поперечники зерен или случайные связи их. В. П. Батурин и В. Н. Доминиковский предлагают измерять максимальные или

средние поперечники зерен. Однако по данным Ш. Фридмана, занимавшегося сопоставлением результатов измерения максимальных видимых в шлифе диаметров зерен с данными ситового анализа, полученные в шлифах значения размеров оказываются больше размеров, определяемых с помощью ситового анализа. По данным В. Н. Шванова и А. Н. Маркова [1960 г.], измерение меньших поперечников зерен значительно снижает расхождение результатов измерения в шлифе по сравнению с другими видами анализа.

ТАБЛИЦА 11

Вычисление истинного гранулометрического состава
песчаной породы по данным измерений зерен в шлифах

(шкала с шагом $\sqrt[10]{10}$)

Конечные размеры фракций, мм	Видимое содержание зерен F_v , %	Поправоч- ные коэффициенты	Вычисленное содержание зерен $Q_{\text{выч}}$, %	Истинное содержание зерен $Q_{\text{ист}}$, %
1,0—0,8	0,32	51	0,63	0,4
0,80—0,60	0,96	21	1,63	1,03
0,60—0,50	1,93	10	2,99	1,88
0,50—0,40	4,18	7,5	6,55	4,12
0,40—0,31	9,65	3,7	15,37	9,68
0,31—0,25	11,25	2,8	13,84	9,72
0,25—0,20	13,84	1,5	17,11	10,77
0,20—0,16	57,87	1	100,74	63,4
0,16—0,125	—	—	—	—
0,125—0,10	—	—	—	—
0,10—0,05	—	—	—	—
			158,86	100

Чаще всего в практике гранулометрического анализа в шлифах измеряют случайный срез зерен, попавший на произвольно проведенную серию параллельных линий, нанесенных на ровное стекло. Поправочные коэффициенты, вводимые для расчета истинного содержания гранулометрических фракций в шлифе, предполагают измерение случайных срезов зерен.

Определение гидравлической крупности. К гранулометрическому анализу можно отнести определение гидравлической крупности частиц осадков. Под гидравлической крупностью частиц понимают скорость осаждения их, мм/с, в неподвижной водной среде. Стандартная методика определений гидравлической крупности частиц не разработана. Гидравлическую крупность можно определить, исходя из данных гранулометрического анализа, или использовать формулы, предложенные для этой цели разными авторами. В геологических организациях, занимающихся изучением современных осадков, для

определения гидравлической крупности частиц размером $>0,05$ мм используют формулу Гончарова, имеющую следующий вид [Гончаров В. Н., 1954 г.]:

$$\omega = \frac{1}{\varphi} \frac{2g(\gamma_1 - \gamma)R}{1,75},$$

где ω — гидравлическая крупность, мм/с; g — ускорение свободного падения; γ_1 — плотность зерен, г/см³; γ — плотность воды, г/см³; R — размер зерен, мм; φ — параметр турбулентности ($\varphi = 1$ для частиц $>1,5$ мм, $\varphi = 1,23$ для частиц $1,5-0,5$ мм, $\varphi = 2,25$ для частиц $0,5-0,15$ мм и $\varphi = 6,5$ для частиц $0,15-0,05$ мм).

Данные определения гидравлической крупности положены в основу составления карт гидравлической крупности осадков, их также используют для оценки гидродинамических условий осадконакопления.

Изображение данных гранулометрического анализа*. Таблицы. Самым сжатым видом точной и полной записи первичных лабораторных данных является таблица. Однако при числе фракций больше десяти и при большом количестве анализов она становится громоздкой и неудобной для пользования.

Для наглядного представления результатов анализа широко применяются различные графические способы: треугольные и секторные диаграммы, или циклограммы; гистограммы, или столбчатые диаграммы; кривые распределения и кумулятивные кривые (рис. 11, 12).

Треугольные диаграммы. Эти диаграммы подходят для представления коротких унимодальных гранулометрических спектров (см. рис. 11). Каждая вершина треугольника соответствует 100 %-ному содержанию одной из трех групп, в которые предварительно объединяются имеющиеся фракции. Внутри треугольника каждому анализу соответствует точка, координатами которой являются содержания трех групп фракций. При изображении полимодальных спектров треугольные диаграммы неверно передают истинный характер гранулометрического спектра.

Циклограммы, или секторные диаграммы. Этот способ изображения гранулометрических данных используется как весьма наглядный, но грубый. Секторная диаграмма представляет собой круг, разделенный на секторы, площади которых пропорциональны содержанию фракций. Каждому проценту соответствует угол $3,6^\circ$. Для сопоставления многих анализов секторные диаграммы неудобны и применяются редко.

* Для определения пород достаточно цифровых данных о содержании размерных фракций. Для определения условий образования песчаных и алевритовых пород гранулометрические анализы подвергаются специальной обработке.

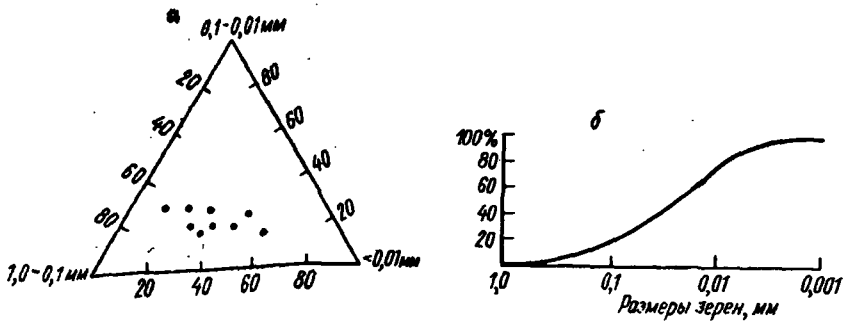


Рис. 11. Различные виды графических изображений данных гранулометрических анализов.

а — треугольные диаграммы, б — кумулятивные кривые.

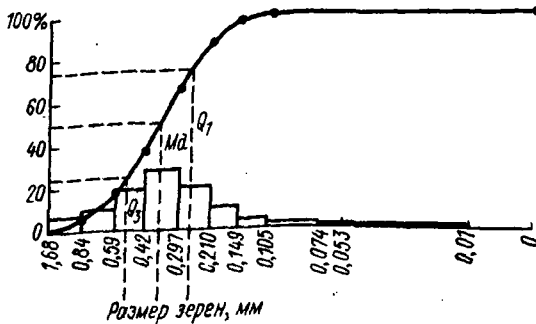


Рис. 12. Изображение результатов гранулометрического анализа в виде гистограммы и кумулятивной кривой.

Гистограммы, или столбчатые диаграммы. Эти диаграммы представляют собой систему прямоугольников, построенных на оси абсцисс. Они строятся либо на условно равных отрезках (см. рис. 12), либо их основания пропорциональны размерам фракций. Высоты прямоугольников пропорциональны содержаниям фракций. По оси абсцисс откладывают размеры

ТАБЛИЦА 12

Перевод размеров гранулометрических фракций E , мм, в единицы шкалы γ (по В. П. Батурину) ($\gamma = -10 \lg E$)

мм	γ	мм	γ	мм	γ
2,00	-3	0,35	5	0,050	13
1,60	-2	0,250	6	0,040	14
1,25	-1	0,200	7	0,031	15
1,00	0	0,160	8	0,025	16
0,80	1	0,125	9	0,020	17
0,63	2	0,100	10	0,016	18
0,50	3	0,080	11	0,012	19
0,40	4	0,063	12	0,01	20

фракций или их логарифмы. Часто по оси абсцисс откладывают не логарифмы чисел, а отвечающие им значения в какой-либо гранулометрической шкале (γ -шкала, ϕ -шкала и др.) (табл. 12).

Кривые распределения. Практически эти кривые получают в результате преобразования столбчатых диаграмм при увеличении числа фракций и сужении интервалов каждой из них. Они строятся путем откладывания по оси абсцисс логарифмов конечных размеров фракций в их истинном виде или отвечающих им значений в какой-либо выбранной гранулометрической шкале, а по оси ординат против середины каждого интервала ставится точка, отвечающая процентному содержанию фракций. При построении кривых распределения возможны различные способы изображения шкалы частот (ординат). Нередко шкалу частот логарифмируют.

Кумулятивные кривые (нарастающие, или суммарные, или интегральные кривые). Эти кривые отражают в каждой точке состав какой-либо фракции, суммированной с частицами больших или меньших данного размера (см. рис. 11, 12). Для построения кумулятивной кривой по оси абсцисс откладывают размеры фракций, логарифмы размеров или отвечающие им значения в какой-либо гранулометрической шкале. По оси ординат откладывают нарастающие проценты, т. е. сначала показывают наиболее мелкие (или наиболее крупные) частицы, затем процентное содержание следующей размерной фракции плюс содержание всех более мелких частиц и т. д. Шкалы нарастающих процентов могут быть арифметические, логарифмические или вероятностные. Результаты анализа можно изобразить на одном графике, используя один или сочетание способов.

Выражение результатов анализов в виде обобщенных характеристик гранулометрического спектра. Основные функции статистических методов в гранулометрических приложениях состоят в возможности получения обобщенных характеристик гранулометрического спектра. Подобные величины получили название гранулометрических коэффициентов. Они представляют собой частные случаи известных статистических параметров, принятых для изображения статистических коллективов.

К статистическим характеристикам фракционного состава пород обычно относят оценки линейных размеров частиц (среднего, медианного, максимального и др.), оценки вариации (изменчивости) размеров относительно среднего (дисперсия и стандартное отклонение), оценки формы эмпирических распределений (асимметрия и эксцесс) и различные меры сортированности осадка. Из названных характеристик весьма часто используют среднее арифметическое $M_a = (\sum nx) / \sum n$ (где x — аргумент совокупностей; n — частоты, с которыми они встречаются); медиана M_d , делящая совокупность пополам, и мода M_o , представляющая собой значение аргумента, отвечающее наибольшей частоте. Кроме средних для характеристики гранулометрического спектра используют меры рассеяния значений аргумента: стан-

дартное отклонение $\sigma = [\sum n(x - Ma)^2] / \sum n$, коэффициент изменчивости, %, $V = \sigma / Ma$ и квадрат стандартного отклонения σ^2 , называемый дисперсией.

Форма кривой распределения характеризуется двумя показателями: асимметрией $K = M_3 / \sigma^3$ (где $M_3 = [\sum n(x - Ma)^3] / \sum n$ — третий центральный момент) или коэффициентом асимметрии $K_a = (Ma - Mn) / \sigma$, который равен нулю для симметричных кривых и отличается от него для несимметричных, а также эксцессом $E = (M_4 / \sigma^4) - 3$ (где $M_4 = [\sum n(x - Ma)^4] / \sum n$ — четвертый центральный момент). Эксцесс равен нулю для нормальных распределений; для кривых, более пологих по сравнению с нормальной, он отрицательный, для более крутых — положительный (рис. 13).

Эти характеристики рассчитываются либо для непосредственной их генетической интерпретации, либо с целью опосредованного через генетические диаграммы анализа обстановок и условий осадконакопления.

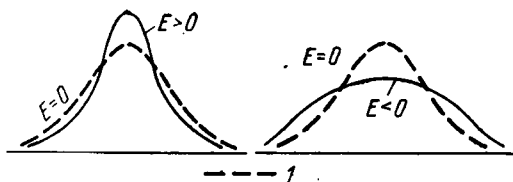
Известно, что существуют два основных способа численной оценки статистик эмпирических распределений частиц по размерам: метод моментов и метод квантилей*. Выбор метода оценки статистических характеристик определяется исходной шкалой, в которой выражены результаты гранулометрического анализа, и требуемой точностью оценивания. До сих пор квантильный метод и метод моментов остаются наиболее оптимальными приемами оценки статистических характеристик распределения частиц по фракциям. Метод квантилей имеет ряд распространенных модификаций: метод квартилей П. Траска [Trask P. D., 1932], варианты Дж. Отто [Otto G. H., 1939] и Д. Инмана [Inman D. L., 1952], Р. Фолка и У. Варда [Folk R. L., Ward W. C., 1957] и др. Все они основаны на определении квантильных статистик по кумулятивным кривым.

Наиболее простым способом является метод квартилей, где совокупность гранулометрических фракций характеризуют с помощью трех значений: Md — медиана, Q_1 — первая и Q_3 — третья квартиль.

Для получения квартилей строится кумулятивная кривая. Через ординаты, соответствующие 25, 50, 75 %, проводят горизонтальные линии до пересечения с кумулятивной кривой. Абсциссы полученных точек пересечения являются исходными для расчета гранулометрических коэффициентов. Абсцисса, отвечающая ординате 25 % и лежащая в области меньших значений размеров фракций, называется первой квартилью (Q_1), отвечающая ординате 50 % — второй квартилью, или медианой

* Существует большое число приемов оценки параметров применительно к логарифмически-нормальному распределению (метод моментов, метод квантилей, метод максимального правдоподобия, графический и смешанный методы).

Рис. 13. Сопоставление формы кривых, характеризующихся различным эксцессом, с нормальной кривой.
1 — нормальная кривая.



(Md), отвечающая ординате 75% и лежащая в области больших значений фракций — третьей квартилею (Q_3).

Для оценки гранулометрического спектра методом квартилей используются коэффициенты Md , S_o и S_k (Md — медиана, отвечает среднему размеру зерен; S_o — коэффициент сортировки, характеризует степень однообразия частиц данной совокупности) (рис. 14). Коэффициент сортировки является функцией от двух квартилей (Q_1 и Q_3) и рассчитывается по формуле

$$S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}.$$

Значение S_o может меняться в широком диапазоне от первых единиц до первых десятков. На основе этой величины П. Траск строил классификацию осадков по степени сортировки, выделяя хорошо отсортированные осадки ($S_o = 1,0 \div 1,58$), среднесортированные ($S_o = 1,58 \div 2,12$) и плохо сортированные ($S_o > 2,12$).

Коэффициент асимметрии П. Траска

$$S_k = Q_1 Q_3 / Md^2.$$

Метод квартилей не является универсальным. Он пригоден для наиболее грубой и приблизительной оценки гранулометрии осадков, когда гранулометрический анализ выполнен на ситах с большим и непостоянным отношением размеров соседних фракций.

Проверка достоверности параметров системы П. Траска [Паап Ю. А., 1972 г.] показала, что достоверной является только

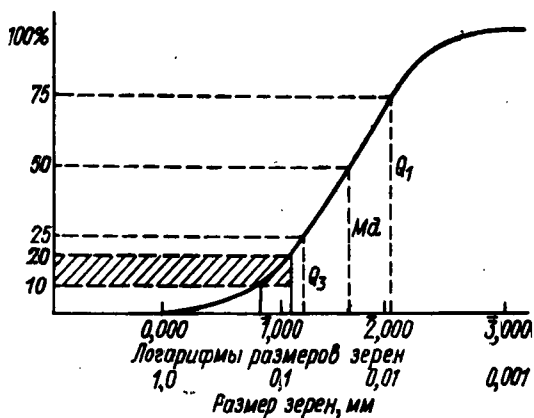


Рис. 14. Определение гранулометрических коэффициентов методом квартилей.

Q_1 — первая квартиль, Md — медиана (вторая квартиль), Q_3 — третья квартиль.

медиана. Недостатки сортировки П. Траска давно знакомы ли-тологам. Это проистекает от того, что коэффициент сортировки фиксирует два квартиля эмпирической кривой распределения частиц по размерам и не учитывает информацию, содержащуюся в остальных точках кривой. Указанный коэффициент является устойчивой мерой для идеально сортированных осадков, для осадков хорошо сортированных он фиксирует искаженную картину, а для осадков плохо сортированных он может рассматриваться в качестве грубой оценки сортировки частиц по фракциям.

Более точное распределение зерен по фракциям в гранулометрическом спектре характеризуют параметры Дж. Отто и Д. Инмана, а также Р. Фолка, У. Варда. Предпочтение отдается последним, как более полно характеризующим гранулометрический спектр осадков. В их пользу свидетельствует и то, что они сопоставимы с гранулометрическими коэффициентами, рассчитываемыми аналитическим по способу моментов.

Коэффициенты вычисляются на основе абсцисс, отвечающих 5, 16, 25, 50, 75, 84 и 95 %-ным значениям кумулятивной кривой*, выраженным в значениях шкалы γ или какой-либо другой гранулометрической шкалы (например, φ) (рис. 15).

Определяются следующие параметры **: Ma_g — средний размер (среднее арифметическое), σ_g — стандартное отклонение, K_{ag} — коэффициент асимметрии, показывающий меру скошенности кривой распределения, и E — эксцесс, отражающий кривизну кривой в ее центральной части по отношению к краям.

$$Ma_g = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{50} + \gamma_{84}}{3};$$

$$\sigma_g = \frac{\gamma_{84} - \gamma_{16}}{4} + \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{6,6};$$

$$K_{ag} = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{84} + 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{84} - \gamma_{16})} + \frac{\gamma_5 + \gamma_{95} + 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{95} - \gamma_5)};$$

$$E = \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{2,44(\gamma_{95} - \gamma_{25})}.$$

Интервал возможных значений K_{ag} измеряется от $-1,00$ до $1,00$. Симметричная кривая имеет $K_{ag} = 0$, положительное значение K_{ag} показывает, что распределение имеет «хвосты» тонких фракций, а отрицательное — «хвосты» крупных фракций. Величина E отражает степень сортировки в центре распределения. У нормального распределения $E = 1$.

* Кумулятивная кривая при определении коэффициентов по методу Р. Фолка и У. Варда строится, начиная с крупных фракций.

** Индекс «g» указывает на графический способ определения параметра.

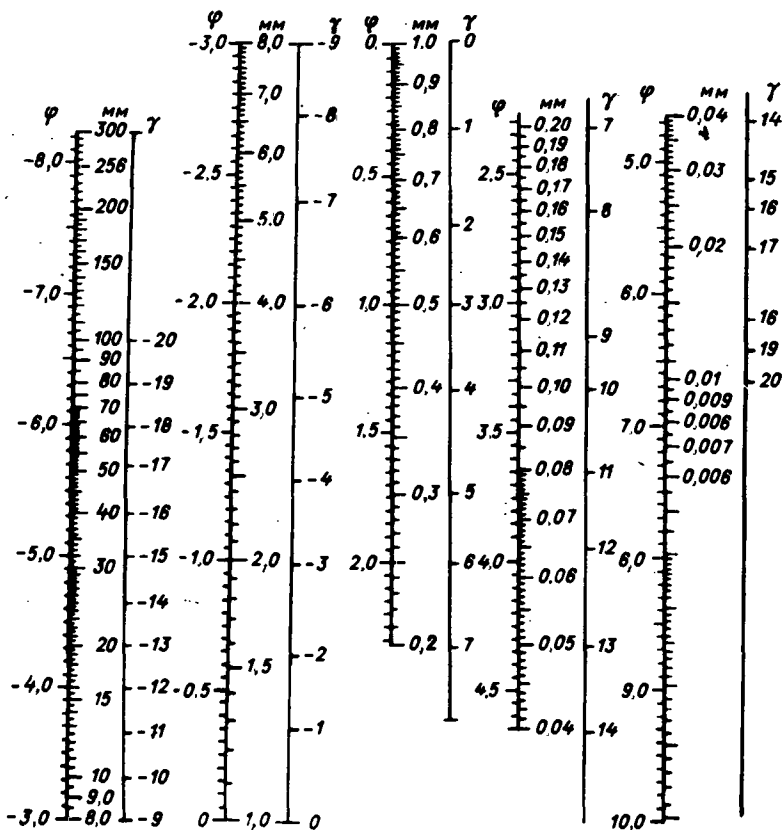


Рис. 15. Номограмма для перевода линейных размеров зерен, мм, в цифровые значения шкалы φ и γ .

Математически более строгим, чем графические способы, является вычисление параметров гранулометрического спектра по методу моментов. Расчет удобно вести по определенной схеме (табл. 13). В графе размеры фракций выписывают конечные размеры фракций в миллиметрах и в логарифмах. Далее в логарифмах вычисляют значение интервала каждого класса ω и их среднее значение, h — полусуммы логарифмов конечных размеров. Затем указывается содержание фракций n , %. Далее выбирается фракция, наибольшая по объему, которая принимается за нулевую. Все остальные фракции, начиная от нулевой, последовательно нумеруются с плюсом в сторону увеличивающихся размеров зерен и с минусом — в сторону их уменьшения. Далее содержание каждой фракции n умножается на ее порядковый номер x , сумма полученных произведений, деленная на 100, дает первый момент v_1 . Затем полученные произведения

Схема вычисления гранулометрических коэффициентов по методу моментов [Рухин Л. Б., 1969]

Размеры фракций, мм	Размеры фракций, (логарифмы)	ω	h	$n, \%$	x	nx	nx^2
1,4—1,0	(0,146—0,000)	0,146	0,073	0,1	+6	+0,6	3,6
1,0—0,71	(0,000—1,851)	0,149	1,925	0,2	+5	+1,0	5,0
0,71—0,50	(1,851—1,699)	0,152	1,755	0,5	+4	+2,0	8,0
0,50—0,35	(1,699—1,544)	0,155	1,622	3,9	+3	+11,7	35,1
0,35—0,25	(1,544—1,398)	0,146	1,471	12,0	+2	+24,0	48,0
0,25—0,177	(1,398—1,248)	0,150	1,323	15,4	+1	+15,4	15,4
0,177—0,125	(1,248—1,057)	0,153	1,773	49,4	0	0	0,0
0,125—0,088	(1,097—2,944)	0,153	1,021	15,4	-1	-15,4	15,4
0,088—0,057	(2,944—2,785)	0,159	2,865	3,1	-2	-6,2	12,4
		0,151		100,0		$\Sigma = +54,7$ $\Sigma = -21,6$	$\Sigma = 142,9$ $v_2 = 1,43$
						$\Sigma = +33,1$ $v_1 = +0,33$ $v_1^2 = 0,110$	$v_2 - v_1^2 = 1,319$ $\sqrt{v_2 - v_1^2} = 1,148$ $\sigma = 0,173$
$h = 1,173$ $\omega = +0,050$ $lg Ma = 1,223$ $Ma = 0,167$ мм		$lg Ma = h + \omega V_1$; $\sigma = \omega \sqrt{V_2 - V_1^2}$, где h — полусумма логарифмов конечных размеров каждой фракции; ω — средняя величина разности логарифмов конечных размеров фракций; v_1 и v_2 — первый и второй условные моменты; σ — стандартное отклонение (коэффициент сортировки); Ma — среднее арифметическое					

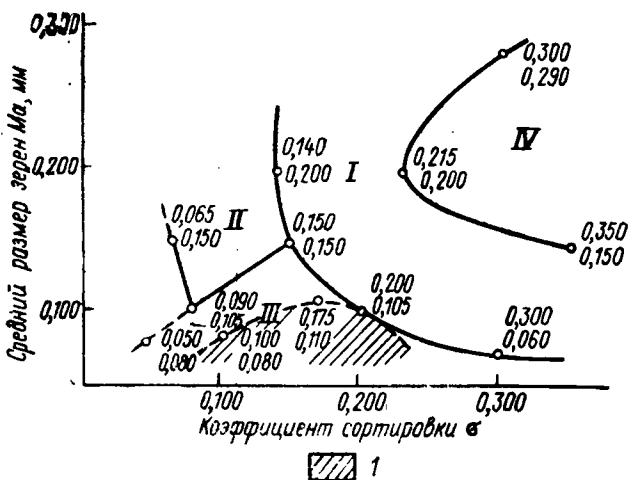


Рис. 16. Диаграмма в координатах $Ma - \sigma$ [Рухин Л. Б., 1969].
 I—IV — динамические поля песков; 1 — поле недостоверности.

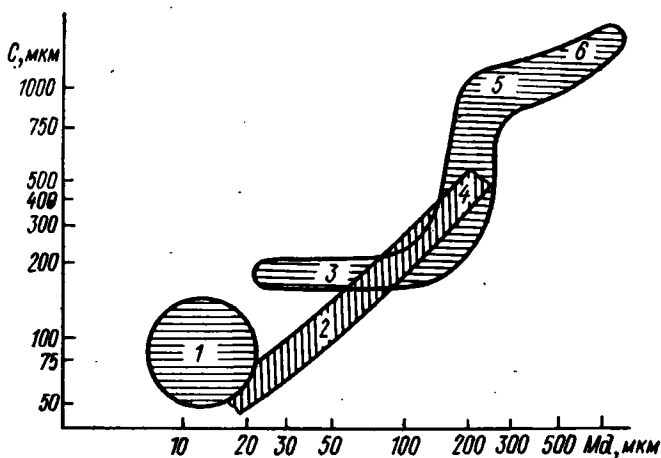


Рис. 17. Диаграмма в координатах $C - Md$ [Passega R., 1964].
 1 — пелагическая суспензия; 2 — мутьевые потоки; 3 — однородная суспензия; 4 — гра-
 дационная суспензия; 5 — донная суспензия; 6 — волочение.

умножаются еще раз на соответствующие порядковые номера, полученные значения суммируются и делятся на 100, что дает второй момент v_2 . После этого по приведенным формулам определяется средний размер Ma и коэффициент сортировки σ (стандартное отклонение).

Геологическая интерпретация гранулометрических данных. Фракционный состав осадков является функцией гранулометрического состава пород областей сноса, динамики среды переноса, динамики среды седиментации, физико-химических и

химических условий формирования осадков. Однако конкретное выражение связи гранулометрического спектра и отдельных его фракций с действием того или иного фактора недостаточно изучено. В существующих многочисленных методах геологической интерпретации данных гранулометрического анализа можно выделить три группы: по комулятивным кривым, по кривым распределения (ЭПР) и по сочетанию параметров при помощи генетических диаграмм (рис. 16, 17) [Боровко Н. Г., Боровко Н. Н., 1978; Голоудин Р. И., 1974; Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф., 1971; Котельников Б. Н., 1976 г.; Паап Ю. А., 1972 г.; Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С., 1974; Рожков Г. Ф., 1976; Романовский С. И., 1977].

4. РАЗДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПО ПЛОТНОСТИ И ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ

Необходимость разделения минеральной смеси песчаных и алевритовых пород возникает в связи с решением разных задач: изучение вещественного состава руд месторождений полезных ископаемых, корреляция осадочных толщ по ассоциациям и типоморфным особенностям аксессуарных минералов, определение абсолютного возраста, расшифровка данных геохимического опробования.

При проведении исследований, связанных с изучением аксессуарных осадочных пород, когда одного петрографического исследования недостаточно, фракционирование минеральной смеси необходимо прежде всего для концентрирования аксессуарных минералов. При определении содержания отдельных аксессуарных концентрат их дополнительно фракционируют и изучают минеральный состав фракций. Наконец, для изучения свойств и состава отдельных аксессуарных минералов выделяют их мономинеральные фракции.

До последних лет в практике минералогического исследования применяют главным образом метод разделения в тяжелых жидкостях и магнитную сепарацию. И лишь в последнее время используют другие методы: гравитационное обогащение на концентратном столе и винтовом сепараторе, электромагнитную и электростатическую сепарацию и флотацию.

Разделение минералов в тяжелых жидкостях. При минералогических исследованиях этот метод используют чаще всего. В качестве тяжелых используют органические жидкости и соли тяжелых металлов. Из органических жидкостей применяют бромформ CBr_3 (2,85)*, тетрабромэтан $\text{C}_2\text{H}_2\text{Br}_4$ (2,90), иодистый метилен CH_2I_2 (3,32), жидкость Клеричи — раствор $\text{CH}_2(\text{COOI})_2$ и HCOOI (4,25). Из жидкостей этой группы особенно широко применяют бромформ (для отделения суммы

* Цифры в скобках — плотность.

тяжелых акцессорных минералов от большей части породообразующих) и подистый метилен (для дополнительного разделения тяжелой фракции).

Из водных растворов тяжелых металлов используют жидкость Туле (раствор $HgI_2 \cdot 2KI$) (3,2); жидкость Рорбаха (раствор $HgBr_2 \cdot BaI_2$) (3,45). Особенно широко применяют жидкость Туле благодаря ее способности смешиваться с водой*. Это позволяет использовать ее для выделения из мономинеральных смесей фракции с узким интервалом плотностей и в ряде случаев мономинеральных. Однако эта жидкость реагирует с металлами и сульфидами металлов, кроме того, ее нельзя использовать для разделения смесей, содержащих растворимые в воде минералы.

Смесь минералов в тяжелой жидкости делится на легкую и тяжелую фракции либо простым отстаиванием, либо в центрифугах.

Разделение в тяжелых жидкостях** методом отстаивания осуществляется в делительных воронках, а иногда в чашках. Для разделения берут не менее 2 г фракции гранулометрического анализа.

При размере частиц минеральной смеси $\leq 0,1$ мм, особенно при близких значениях плотностей, разделение методом отстаивания неэффективно. В этих случаях прибегают к методу центрифугирования в тяжелых жидкостях. Применяются центрифуги пробирочные (периодического действия) и волчковые (полунепрерывного). Для эффективного разделения минералов методом центрифугирования необходимо, чтобы их плотности различались не менее чем на $0,1$ г/см³. При близких содержаниях тяжелых и легких минералов метод центрифугирования эффективен даже при размере частиц ≤ 1 мкм.

Особенно большое значение приобретает метод центрифугирования для разделения тонкодисперсных компонентов пород (например, продукты кор выветривания, содержащие минералы глин, дисперсные фосфаты, гидраты глинозема, окиси железа и марганца, органическое вещество). При массовой работе петрографа обычно выделяют тяжелую ($> 2,85$ г/см³) и легкую фракции ($< 2,85$ г/см³). Для разделения берут навеску 2—5 г размерной фракции 0,25—0,01 как наиболее представительную по составу минералов и удобную для анализа. Можно брать и более узкие размерные фракции (0,16—0,10; 0,10—0,05 мм и др.) или изучать ряд размерных фракций в зависимости от характера объекта и целей исследования.

* Разбавлением жидкости Туле водой можно получить тяжелые жидкости с плотностью от 1,2 до 3,2 г/см³.

** В процессе работы с тяжелыми жидкостями возникает необходимость определения их: 1) взвешиванием определенного объема жидкости в мерной колбе, 2) в пикнометре, 3) путем использования набора минералов-эталонов, 4) по показателям преломления жидкостей.

Разделение минералов по магнитным свойствам (магнитная и электромагнитная сепарация)*. Среди минералов тяжелой фракции значительную часть составляют минералы, обладающие сильными магнитными свойствами. Такие минералы необходимо выделить в отдельную фракцию. Для этой цели рассыпают фракцию тонким слоем на листке бумаги, оборачивают конец магнита папиросной бумагой и проводят им по рассыпанной фракции. Переносят магнит в сторону, извлекают из бумаги и собирают зерна. Операцию повторяют 2—3 раза.

Для магнитной сепарации используют ручные постоянные двухполюсные и многополюсные магниты (например, многополюсный магнит Сочнеиа или универсальный магнит Сочнева С-5, последний позволяет разделить сильномагнитную фракцию на четыре).

Дальнейшее разделение оставшихся после выделения сильномагнитных минералов производится с помощью электромагнитов разных систем (системы Окунева, электромагнит типа СЭМ-1, универсальный электромагнит УЭМ-1, изодинамический магнитный сепаратор СИМ-1). Обычно с помощью электромагнитов выделяют две электромагнитные фракции. Фракция среднемагнитных минералов выделяется при небольшой силе тока в обмотке электромагнита. В состав фракции слабомагнитных минералов входят минералы, выделяемые при большой силе тока.

Разделение проводится следующим образом. Тонкий слой зерен тяжелой фракции на листе бумаги подносят к полюсам электромагнита. Включив электромагнит, передвигают бумагу под полюсами до тех пор, пока минералы не перестанут притягиваться. Затем убирают бумагу со среднемагнитной фракцией, подставляют другой лист бумаги, включают электромагнит и собирают слабомагнитную фракцию. Операцию повторяют 2—3 раза.

Таким образом, тяжелая фракция может быть разделена на четыре: сильномагнитную, среднемагнитную, слабомагнитную и немагнитную (табл. 14).

При детальном изучении состава тяжелой фракции кроме магнитной и электромагнитной сепарации используют электрическую сепарацию (разделение минералов в электростатическом поле по электропроводности), диэлектрическую сепарацию, основанную на использовании различий в диэлектрической проницаемости минералов, флотацию и разделение по плотности минералов. Для разделения минералов по плотности в лабораторных условиях используются гравитационные градиентные трубки разных конструкций. Существующие гравитационные градиентные трубки отличаются друг от друга способами поддержа-

* При массовой работе петрографа магнитное и электромагнитное разделение тяжелой фракции обычно не производится, так как ее содержание ничтожно мало. Магнитная и электромагнитная сепарация применяется при изучении шлихов.

Магнитные свойства минералов (по Е. В. Копченовой [1951])

Сильномагнитные ($>3000 \text{ см}^3/\text{г}$)*	Электромагнитные фракции		Немагнитные** ($< 15 \text{ см}^3/\text{г}$)	
	Среднемагнитные ($50-300 \text{ см}^3/\text{г}$)	Слабомагнитные ($15-50 \text{ см}^3/\text{г}$)		
Железо самородное Магнетит Титаномагнетит Пирротин Ильменит Мушкетовит Кубанит Платина	Амфиболы (темноокрашенные) Биотит Вольфрамит Гематит Гранаты (темноокрашенные) Колумбит Лимонит Пироксены (темноокрашенные) Пирролюзит Псиломелан Турмалин (темноокрашенный) Хромит Эпидот (железистый)	Амфиболы (светлоокрашенные) Монацит Ортит Пирохлор Гранаты (светлоокрашенные) Сфен Хлоритоид Ксенотим Пироксены (светлоокрашенные) Шпинель (светлоокрашенная) Рутил (нигрин) Турмалин (светлоокрашенный)	Анализ Алмаз Андалузит Апатит Арсенопирит Барит Берилл Везувинан Галенит Золото Касситерит Кианит Клиноциозит Корунд Молибденит Медь	Пирит Пироксены (бесцветные) Рутил Сидерит Силлиманит Ставролит Сподумен Топаз Тремолит Флюорит Халькопирит Циркон Цонзит Шеелит Шпинель и др.

* За единицу удельной магнитной восприимчивости в СГС понимают $k_{0m} = 1 \text{ см}^3/\text{г}$.

** Некоторые минералы, характерные для немагнитной фракции, вследствие различных примесей могут попасть в электромагнитную фракцию, например, касситерит.

ния температуры сверху и внизу трубки, регистрацией градиента температуры и равновесных положений реперов и исследуемых зерен и другими признаками. В СССР широко применяется термоградиентный прибор ТГП-1, использующий в качестве рабочих жидкостей при разделении минералов и пород по плотности бромформ, иодистый метилен или жидкость Клеричи. Максимальная плотность, которая может быть измерена с помощью этого прибора, достигает $4,2 \text{ г/см}^3$. Точность определения плотности минералов до $0,001 \text{ г/см}^3$ при размере зерен $0,1 \text{ мм}$. Минимальная разность плотностей, по которой могут быть разделены минералы, равна $0,01 \text{ г/см}^3$. Для различных задач и исследований целесообразно использовать разные типы гравитационных градиентных трубок [Кац М. Я., 1977].

Точные исследования плотности минералов и пород требуются при решении следующих вопросов:

1) получение точных диагностических характеристик минералов. С помощью гравитационной градиентной трубки плотность отдельных зерен можно определить с точностью до $n \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$;

2) получение фракций с узким интервалом плотностей (от $0,05$ до $0,01 \text{ г/см}^3$) и их накапливания для различных исследований (структурным, спектральным, микроскопическим и другими методами);

3) изучение типоморфизма минералов;

4) корреляция осадочных толщ и палеогеографические реконструкции.

5. ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

В практике изучения осадочных пород широко используется иммерсионный метод — определение минералов в зернах, в порошках, приготовленных из породы, или во фракциях, получаемых при гранулометрическом анализе. В зависимости от цели исследования зерна предварительно разделяют тяжелой жидкостью на легкую и тяжелую фракции или же изучают без такого разделения. Сущность этого метода заключается в определении под микроскопом оптических свойств минеральных зерен, помещенных в оптически изотропную среду, имеющую определенный показатель преломления. В качестве иммерсионных сред обычно применяют различные органические жидкости, смешивающиеся между собой и составляющие набор из 98 эталонов с показателями преломления от $1,400$ до $1,780$, в котором смежные жидкости отличаются по значению показателя преломления на $0,003$ — $0,013$. Более высокопреломляющие жидкости получают на основе растворов серы, трехбромистого мышьяка и растворов желтого фосфора и серы в иодистом метиле. Еще более высокие показатели преломления определяют в иммерсионных сплавах (смеси пиперина с иодидами мышьяка, сурьмы и серы с селеном).

Определение показателей преломления иммерсионным методом наиболее просто для оптических изотропных минералов. Для минералов анизотропных одноосных определяют главные показатели преломления n_o и n_e , для двуосных — n_g , n_m и n_p . Для нахождения их выбирают определенные ориентированные разрезы зерен минералов и определяют показатели преломления при двух положениях угасания.

Сравнение показателей преломления минерала и иммерсионной жидкости производится путем наблюдения эффекта (полоски) Бекке. Если зерно минерала имеет показатель преломления выше показателя преломления жидкости, то при подъеме тубуса микроскопа полоска движется на минерал, при опускании — на жидкость. Когда показатели преломления минерала и жидкости равны, полоска Бекке в монохроматическом свете исчезает и граница раздела не видна, если она ничем не загрознена.

В полихроматическом свете, которым обычно пользуются, в этот момент полоска приобретает радужную окраску. При подъеме тубуса красная полоска перемещается на высокопреломляющую среду, синяя на низкопреломляющую, причем подвижность полосок одинакова (равенство показателей преломления для желто-зеленой части спектра 589 мкм). При опускании тубуса, наоборот, красная перемещается на низкопреломляющую среду, синяя — на высокопреломляющую. Это явление связано с большой разницей между дисперсией иммерсионных жидкостей и минералов. Если одна из полосок остается на месте (неподвижна), то достигнуто равновесие показателей преломления для соответствующей части спектра (красной или синей). Определение показателя преломления сводится к подбору жидкости, показатель преломления которой равен показателю преломления минерала.

Вторым способом определения показателей преломления минерала и среды является метод косоого освещения [Татарский В. Б., 1949 г.; Логвиненко Н. В., 1974].

Одним из методов оценки показателей преломления является способ фокального экранирования. Среди различных способов оценки данным методом наибольшей популярностью пользуется метод кольцевого экранирования, как наиболее экономичный по времени. Давая такую же или более высокую точность определения показателей преломления, как и метод Бекке, он не требует получения ориентированных разрезов с помощью коноскопического метода и дает выигрыш во времени, особенно в случае одноосных и двуосных минералов.

Последовательность операций при определении показателей преломления такова.

1. Используется микроскоп марки МИН-10. Снимается конденсорная линза и регулируется освещенность поля зрения. Для этого уменьшением диафрагмы микроскопа добиваются центрального положения осветителя.

2. Производится точная настройка микроскопа с объективом, снабженным диафрагмой.

3. Работая с открытой диафрагмой объектива, меняют жидкости из иммерсионного набора, добиваясь так называемой ориентирующей окраски (оранжево-красной или сине-фиолетовой), свидетельствующей о сближении показателей преломления минерала и жидкости. Ориентирующая окраска появляется при разнице в показателях преломления 0,010—0,015.

4. Продолжая смену жидкостей, добиваются получения на большей части зерен фиксирующей окраски (желтой или зелено-голубой). Работа ведется с полузакрытой диафрагмой объектива.

5. Используя таблицы значений дисперсии показателей преломления жидкости и формулу $n_m = n_{ж} \pm \Delta n/2$ определяют показатели преломления минерала*.

Кроме показателей преломления в иммерсионном препарате оценивают и другие важные диагностические признаки минералов: силу двупреломления, характер угасания (прямое, симметричное или косое), угол погасания, знак удлинения, осность и оптический знак. В качестве дополнительных характеристик используют дисперсию оптических осей, значение угла $2V$, спайность (наличие или отсутствие, степень ее совершенства), число систем спайности, форму зерна и другие признаки.

Имея наиболее важные константы (приблизительно) и собрав дополнительные данные по ряду других диагностических признаков, определяют минерал, используя табл. 15—20.

Для определения распространенных минералов тяжелой и легкой фракции по таблицам необходимо знать показатель преломления (приблизленно), осность, знак кристалла, окраску минерала (если окрашенный) и знак удлинения**.

* Подробно основы иммерсионного метода изложены во многих учебниках и специальных руководствах [Логвиненко Н. В., 1974 г.; 1957; Черкасов Ю. А., 1957; Фролов В. Т., 1964 и др.]. Наиболее детально и систематически этот метод дан в руководстве В. Б. Татарского по кристаллооптике и иммерсионному методу. Необходимыми пособиями при изучении минералов иммерсионным методом являются справочники Е. Ларсена и Г. Бермана [1965] и А. Н. Винчелла и Г. Винчелла [1953 г.].

** При изучении легкой фракции удобно брать жидкость с показателем преломления 1,540—1,542, в которой легко отделяются ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы, опал и гипс ($n < 1,540$) от кварца, средних и основных плагиоклазов и слюд ($n > 1,540$).

При исследовании тяжелой фракции следует применять жидкость с показателем преломления 1,700, в которой удается отделить корунд, дистен, ставролит, ксенотим, монацит, эпидот, сфен, анатаз, брукит, рутил, циркон, гиперстен, хлоритид и сидерит ($n > 1,700$) от пироксенов, амфиболов, турмалина, апатита, топаза, барита, андалузита, силлиманита, биотита, мусковита, кальцита, доломита, ангидрита, целестина и некоторых других ($n < 1,700$). Конечно, иногда приходится применять и другие жидкости, но, как правило, можно вести определение в одной. Определяя минералы по таблицам, достаточно знать приближенно показатель преломления исследуемого минерала (например, $n > 1,540$ или $n < 1,540$ и т. п.), что вместе с другими данными (двупреломление, угасание, окраска, плеохроизм и т. п.) дает возможность установить, с каким минералом имеет дело исследователь.

Изотропные минералы

(В скрещенных николях минералы остаются темными во всех положениях при вращении столика микроскопа и не дают интерференционной фигуры)

Показатель преломления	Бесцветные	Окрашенные			
		Красные и розовые	Коричневые, бурые и желтые	Зеленые	Синие
<1,500	Галлуазит, аллофан, анальцит, сильвин, опал, вулканическое стекло, флюорит, квасцы		Аллофан, флюорит	Аллофан, флюорит	Флюорит
1,500—1,542	Вулканическое стекло, лейцит, галлуазит, аллофан		Аллофан, янтарь	Аллофан	
1,542—1,600	Вулканическое стекло, галлуазит, аллофан, галит, коллофан		Аллофан	Аллофан	
1,600—1,700	Вулканическое стекло, коллофан				
1,700—1,780	Шпинель, алмадин, пироп, гроссуляр } в мелких зернах	Пироп, гроссуляр, алмадин, шпинель	Гроссуляр	Гроссуляр, шпинель, плеонаст	Плеонаст
>1,780	Алмадин, алмаз	Спессартин, алмадин, андрадит, пикотит	Андрадит, спессартин, пикотит, лимонит (аморфный)	Андрадит, уваровит	

ТАБЛИЦА 16

Бесцветные анизотропные минералы*

(В скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500		Кальцит ±**	Шабазит, морденит	Шабазит, морденит (пидолит), монтмориллонит

*Наряду с бесцветными в таблицу включены минералы серые (например, брукит и др.).

**± — знак зоны или удлинения.

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
1,500—1,542	Лейцит	Кальцит ±, доломит ±, нефелин —, магнезит ±	Кварцин +, халцедон —, гипс —, альбит ±	<i>Кордиерит —***</i> , ортоклаз ±, микроклин ±, монтмориллонит
1,542—1,600	Кварц +, алузит —	Нефелин —, кальцит ±, доломит ±, <i>берилл —</i> , магнезит ±	Альбит —, олигоклаз ±, ангидрит —, лабрадор —, гипсцит ±	<i>Кордиерит —</i> , каолинит +, талък +, <i>лепидолит +</i> , пирофиллит +, мусковит +, гидрослюда +, арагонит —, анортит —, олигоклаз ±, андезин ±
1,600—1,700		Кальцит ±, доломит ±, апатит —, даллит ±, <i>турмалин —</i> , сидерит ±, магнезит ±	<i>Сподумен</i> , + ангидрит —, диопсид +, силлиманит +, топаз +, барит +, целестин +, оливин ±, энстатит +, цоизит ±	Арагонит —, <i>тремолит +</i> , <i>глаукофан +</i> , <i>андалузит —</i> , <i>дюмортерит —</i> , волластонит ±
1,700—1,780	Ксенотим +	Сидерит ±, <i>корунд —</i>	Геденбергит —, цоизит ±, клиноцоизит ±, диаспор —, Сфен —, монацит +, брукит ±	<i>Эпидот ±</i> , дистен +
>1,780	Шеелит, касситерит +, циркон +, ксенотим +	Сидерит ±, <i>анатаз ±</i>		

*** Плеохроичные минералы даны курсивом.

ТАБЛИЦА 17

Красные, розовые, розовато-лиловые анизотропные минералы
(В скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500 1,500—1,542 1,542—1,600	Кварц + (аметист)			<i>Лепидолит +</i>

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
1,600—1,700		Турмалин —	Цоизит ±, сподумен +	Глаукофан —, тремолит +, андалузит —, аксинит, дюмортье- рит —
1,700—1,780		Корунд —	Цоизит ±	Лепидо- мелан +, гиперстен +
>1,780	Кассите- рит +, циркон +, рутил +, шеелит	Анатаз ±, гематит +		Гетит, лепидокрокит

ТАБЛИЦА 18

Желтые, бурые и коричневые анизотропные минералы
(В скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500				
1,500—1,542		Доломит ±		Кордиерит —, ортоклаз ±
1,542—1,600		Доломит ±, берилл —	Нонтронит +	Кордиерит —, каолинит +, лепидолит +, мусковит +, арагонит —, глаукоцит, нонтронит +
1,600—1,700		Доломит ±, турмалин —, апатит —, сидерит ±	Авгит ±, сподумен +, антофил- лит +, энстатит +	Глаукоцит, арагонит —, биотит +, гиперстен +, роговая обманка +, лепидоме- лан +
1,700—1,780	Ксенотим +	Везувиан —, сидерит ±, язозит	Ставролит +, авгит ±	Эпидот +, гиперстен +, лепидомелан +, эгирин (ак- мит) —
>1,780	Шеелит, касситерит +, циркон +, рутил +, ксенотим +	Сидерит ±, анатаз ±, язозит	Сфен, монацит +, брукит ±	Гетит ±, лепидокрокит, эгирин (акмит) —

Синие и лиловые анизотропные минералы
(В скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500				
1,500—1,542				Кордиерит —
1,542—1,600		Берилл —		Кордиерит —
1,600—1,700		Турмалин — апатит —	Арфведсонит —	Дюмортьерит —, глаукофан +, рибекит —, арфведсонит —
1,700—1,780		Корунд —	Хлоритоид —	Дистен +, гиперстен +
>1,780		Анализ ±		

Зеленые анизотропные минералы
(В скрещенных николях просветляются при вращении столика микроскопа, в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, остаются темными, дают интерференционную фигуру)

Показатель преломления	Одноосные		Двуосные	
	+	-	+	-
<1,500				
1,500—1,542				
1,542—1,600			Нонтронит +, хлорит +	Нонтронит +, хлорит +, глауконит
1,600—1,700		Апатит —, турмалин —	Цоизит ±, силлиманит ±, диопсид +, энстатин +, авгит ±	Тремолит +, актинолит +, гиперстен +, андалузит —, роговая обманка +, биотит +, дюмортьерит —, глауконит
1,700—1,780		Везувиян —	Геденбергит —, авгит ±, хлоритоид —, цоизит ±	Гиперстен +, эпидот +, эгирин (акмит) —
>1,780	Циркон +, шеелит		Монацит +	Эгирин (акмит) —

На основании этих данных определен минерал попадает в одну из граф таблицы, где имеется от одного-двух до пяти-шести минералов. Читая описание их и используя дополнительные данные (двупреломление минерала, характер угасания, угол угасания, спайность, форма и др.), исключают неподходящие минералы по указанным признакам.

Рассмотрим пример. При изучении состава тяжелой фракции песчаника получены следующие данные: минерал окрашен в зеленый цвет, плеохроирует от желто-зеленого (почти прозрачного) до почти бесцветного, одноосный, отрицательный, показатель преломления меньше 1,700. Форма минерала призматическая, погасание прямое, удлинение отрицательное, двупреломление высокое. По этим данным минерал определяют, пользуясь табл. 20. Минерал нужно искать во втором ряду слева, где находятся два минерала: апатит и турмалин. Читаем описание их. Апатит обычно бесцветен, имеет низкое двупреломление, реже встречаются апатиты, окрашенные в бурые тона (слегка плеохроичные). Следовательно, резкий плеохроизм и высокое двупреломление не оставляют сомнения в том, что речь идет о турмалине.

При неоднозначном определении минерала следует получить дополнительные признаки: точные показатели преломления, силу двупреломления, угол между оптическими осями, схему плеохроизма, ориентировку индикатрисы, дисперсию оптических осей. Если и этих данных недостаточно для однозначного определения минерала, то используют дополнительно микрохимические реакции, реакции окрашивания и спектроскопический метод.

Исследование минералов в иммерсии производится в порошках пород или во фракциях гранулометрического анализа, предварительно разделенных тяжелой жидкостью на легкую ($< 2,85$ г/см³) и тяжелую ($> 2,85$ г/см³) фракции.

Для разделения тяжелой жидкостью обычно берут фракцию 0,25—0,01 мм или какую-либо более узкую наиболее представительную размерную фракцию. Лучше брать более широкую гранулометрическую фракцию, потому что в узкой размерной фракции могут отсутствовать некоторые минералы или содержание их незначительно. После определения минералов во фракции производят подсчет. Многолетняя практика показала, что достаточно подсчитать 400—500 зерен в каждой фракции.

Содержание минералов во фракции выражается в процентах. Предложение выражать содержание минералов в процентах по отношению к массе всей породы не получило распространения, так как содержание минералов в тяжелой и легкой фракции не представляет собой обычные или весовые проценты, а речь идет лишь о числе знаков минералов — подсчитывают зерна разного размера (0,25—0,01 мм) и, следовательно, разных объемов.

Практически подсчет ведут так: перемещая препарат с фракцией по горизонтали и вертикали просматривают ряд полей

зрения и в каждом поле подсчитывают содержание каждого минерала, затем суммируют эти данные по всем полям и вычисляют процентное содержание.

При изучении обломочных компонентов (терригенно-минералогические исследования) аутигенные минералы подсчитываются отдельно, т. е. в сумму 100% входят только обломочные — аллотигенные минералы, содержание аутигенных показывается самостоятельно. По результатам подсчета составляются таблицы, в которых надо дать, кроме того, обязательно содержание в процентах тяжелой фракции и содержание размерной фракции в породе, из которой выделена тяжелая фракция. Кроме таблиц применяются различные графики: круговые и столбчатые диаграммы, или кривые при литологической колонке, которые показывают содержание минералов в изученных образцах.

При изучении обломочных минералов устанавливается не только их содержание и изменение содержания в разрезе и на площади, но также проводится детальное изучение типоморфных особенностей минералов. Число анализируемых признаков для породообразующих терригенных минералов легкой фракции обычно невелико. Среди зерен обломочного кварца установлено семь типов (по Г. Г. Леммелсйну и В. С. Князеву [1951]): непрозрачные, полупрозрачные, прозрачные без включений, с игольчатыми включениями, трещиноватые, регенерированные и опалесцирующие. Тип кварца определяется в жидкости с $n = 1,550$ с помощью бинокля или обычного поляризационного микроскопа в отраженном свете. Более разнообразны минералы тяжелой фракции.

К числу наиболее характерных признаков тяжелых акцессорных минералов следует относить*: 1) форму и габитус кристаллов, 2) окраску, 3) размер, 4) количество и состав включений, 5) наличие зонального строения или двойников, 6) оптические аномалии, 7) степень измененности или замещения вторичными продуктами, 8) особенности их состава.

Изучение перечисленных признаков используется для различных целей: корреляции и расчленении «немых» в палеонтологическом отношении осадочных толщ, палеогеографических реконструкций, в нефтяной геологии и во многих других областях геологической науки и практики. Покажем информативность некоторых из них.

Весьма широко для определения состава и генезиса пород областей сноса используются форма и габитус кристаллов. При этом имеют в виду известную зависимость между морфологией кристаллов и включающих их пород [Вахрушев В. А., 1954;

* Изучение перечисленных признаков акцессорных минералов обязательно должно носить количественный характер, только в этом случае появляется возможность выделить коррелятивные и индикаторные признаки отдельных акцессорных минералов.

Кухаренко А. А., 1961; Ляхович В. В., 1979 и др.]. В данном аспекте чаще всего анализируют циркон, турмалин, касситерит, сфен, рутил и др.

При оценке цирконов были предложены несколько коэффициентов:

1) коэффициент удлинения — это отношение длины к ширине в призматических кристаллах;

2) коэффициент окатанности, т. е. процентное содержание окатанных зерен циркона в общей массе кристаллов этого минерала, принятой за 100%. Высокое значение этого коэффициента является показателем осадочного происхождения пород областей сноса. Например, содержание окатанных зерен циркона до 90% в гнейсах Северного Кавказа и Турции позволяет считать эти образования не орто-, а парагнейсами.

Анализ формы и габитуса акцессорных минералов находит применение для выяснения генезиса сильноизмененных пород. При этом берут за основу положение, что осадочные породы содержат больше окатанных зерен, чем изверженные. Наиболее часто рассматривают морфологические особенности таких широко распространенных минералов, как циркон. При этом обычно используют либо коэффициент удлинения его кристаллов, либо количество окатанных зерен. Статистика показывает, что если коэффициент удлинения меньше 2,0, вероятно осадочная природа анализируемых пород (гнейсы), если больше 2,0 — вероятно его образование за счет гранита [Ляхович В. В., 1979].

Интересным представляется изучение особых форм акцессорных минералов, к числу которых относятся различные скелетные, сетчатые и футлярообразные, указывающие на метасоматический характер образования минералов. Например, искаженные формы кристаллов циркона, образовавшиеся в условиях стесненного роста, также могут указывать на метасоматические преобразования включающей их породы. Среди необычных форм большой интерес представляют своеобразные выросты, которые могут наблюдаться на гранях кристаллов циркона, граната, турмалина.

У нас в стране имеется много примеров детального изучения типоморфных особенностей минералов. Так, Н. С. Вартанова [1954 г.] установила широкое распространение гранатов с гранями нарастания (или растворения) в каменноугольных отложениях Львовской мульды и определила, что их источником являются метаморфические породы Марморешского массива. А. Г. Алиев и другие [1955 г.] в неоген-палеогеновых породах Азербайджана установили следующие типы дистена: 1) окатанные и полуокатанные, 2) удлиненные призматические с ярко выраженными трещинами, 3) мелкие разрушенные зерна (без включений и с включениями пузырьков жидкости, пирита, углестого вещества и др.).

Установлено, что дистен без включений характерен для Апшронского яруса (меотиса и сармата), дистен с жидкими

включениями — для верхней части продуктивной толщи и караганских слоев.

Н. В. Логвиненко [1974] установил в породах среднего карбона Донбасса широкое распространение трех типов турмалина (зеленого, коричневого и синего), четырех типов рутила (красного, темно-красного, золотистого и серого), двух типов апатита (бесцветного и нлеохрончного в буро-коричневых тонах). Если бесцветный апатит встречается во всем разрезе среднего карбона, то пнеохрончный только в определенных горизонтах, что имеет корреляционное значение.

6. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ ПЕСЧАНЫХ И АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД

Песчаник юры Воронежской области. Макроскопическое описание. Песчаник средне-крупнозернистый аркозовый с карбонатным цементом (вскипает от HCl). Цвет серовато-желтый, текстура слонстая, чередование слоев более грубого и более мелкого материала, слои толщиной 2—3 мм, нормальные, горизонтальные. В слоях грубого материала встречаются обломки раковин пеллецинод.

Микроскопическое описание. Порода состоит из зерен кварца, полевых шпатов, слюды, обломков горных пород, обломков раковин пеллецинод, единичных зерен аксессуарных минералов (циркон, турмалин, апатит) и цемента. Структура псаммитовая крупнозернистая. Кварц представлен округленными зернами с обычными оптическими свойствами, реже встречаются зерна с волнистым угасанием и микровключениями.

Полевые шпаты представлены кислыми плагноклазами и микроклином. Кислые плагноклазы встречаются в виде угловато-окатанных зерен часто с тонкими полисинтетическими двойниками, свежие. Симметричное угасание в разрезах $\perp 010 = 15^\circ$, $n_p > 1,540$, что свидетельствует о наличии олигоклаза № 30—32. Помимо олигоклаза встречаются единичные зерна с $n < 1,540$ и хорошо выраженной микроклиновой решеткой — микроклин.

Слюда-биотит в виде листочков, которые часто изогнуты и зажаты между обломочными зернами. Цвет коричневый, угасание прямое относительно спайности, удлинение «+», схема плеохроизма: по оси n_x коричневый, по n_y светло-коричневый. Показатель преломления большой, двупреломление высокое. Часть листочков хлоритизирована (окрашены в зеленые тона), двупреломление низкое, на листочках биотита наблюдается выделение окислов титана (анатаз) и карбоната железа (сидерит).

Обломки горных пород представлены сростками кварца и полевого шпата (микроклина), вероятно, обломками гранита или пегматита, единичными зернами письменного гранита, кварцита (зерна с гранобластовой структурой и агрегаты кварца с микростилолитовым сочленением зерен) и кварцево-халцедоновых кремней (обычно хорошо окатанные). Остатки раковин пеллецинод представлены плоскими обломками, состоящими из пластин и ячеек, сложенных кальцитом ($n > 1,540$, двупреломление очень высокое).

Циркон в виде призматических кристаллов с пирамидальными вершинами, угасание прямое, удлинение +, показатели преломления и двупреломления очень высокие.

Турмалин зеленый состоит из обломков призматических кристаллов, пнеохрончный (n_o — зеленый, n_c — почти бесцветный), удлинение —, угасание прямое, показатели преломления и двупреломления высокие.

Апатит в виде слегка окатанных призматических кристаллов, угасание прямое, удлинение —, показатель преломления высокий, двупреломление низкое.

Цемент базально-поровый карбонатный кальцитовый. Кальцит встречается в виде пелитоморфных агрегатов и зернистый, часто крупнозернистый. В порах обычно развит пелитоморфный кальцит, на участках базального цемента — зернистый и крупнозернистый. Местами наблюдается коррозия об-

ломочных зерен карбонатами цемента. Измерение в иммерсии показало, что n_0 кальцита равно 1,658 и 1,672; это свидетельствует о присутствии как нормального, так и высокомагнезиального кальцита.

Содержание, %: кварца 45, полевых шпатов 26, слюды 2, обломков пород 3, обломков раковин 2, цемента 22, аксессуарных минералов — единичные зерна.

Гранулометрический анализ в шлифе показал, что содержание, %, фракции > 1 мм (единичные обломки раковин) $< 1,1-0,5$ мм — 55, $0,5-0,25$ мм — 30, $0,25-0,10$ мм — 10, $< 0,10$, мм — 5. Коэффициент сортировки $S_0 = 1,95$ (по П. Траску). $Md = 0,57$ мм.

Резюме. Песчаник средне-крупнозернистый аркозовый с базально-поровым карбонатным цементом.

Песчаник ашинской свиты Западного Урала. Макроскопическое описание. Песчаник мелкозернистый, полевошпатово-кварцевый серый, неслоистый (массивный), от HCl вскипает, плотный и крепкий, наблюдаются мелкие трещины, заполненные ожелезненным веществом.

Микроскопическое описание (рис. 18). Порода состоит из кварца (58 %), полевых шпатов (19 %) (главным образом кислых плагиоклазов, реже ортоклаза и микроклина), листочков слюды (мусковита — 1, биотита — 2, хлорита — 0,5 %), обломков горных пород (3,7 %) (кварцитов, кремнистых, кварцево-серицитовых и глинистых сланцев). В небольшом количестве содержатся гидроокислы железа (по зернам железистых карбонатов) (~ 1 %) и тонкий углистый пигмент. Аксессуары минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, апатитом, илеохроничным апатитом (~ 1 %). Структура псаммитовая. Цемент порово-контактный гидрослюдисто-серицитовый и вторично-кварцевый. Содержание цемента 10—11 %. Вторичный кварц в виде агрегатов выполняет поры и образует каемки обрастания вокруг обломочных зерен, иногда с одинаковой оптической ориентировкой зерна и каемки. Чешуйки серицита и гидрослюды наблюдаются главным образом на контакте зерен и иногда замещают зерна полевого шпата. Местами, где отсутствует цемент, наблюдается конформация и появление микролитового сочленения между зернами, а также «бородаты» зерна кварца и кливаж разрыва. Измерение в иммерсии показателей преломления чешуек гидрослюды и серицита подтверждает присутствие гидрослюды ($n_g' = 1,581$, дупреломление среднее) и чешуек серицита ($n_g' = 1,601$ с более высоким дупреломлением). Размер обломочных зерен от 0,05 до 0,45 мм, преобладают зерна размером от 0,25 до 0,12 мм. Форма зерен преимущественно угловатая и только редкие наиболее крупные зерна слегка окатаны.

Резюме. Песчаник мелкозернистый, хорошо отсортированный ($S_0 = 1,75$, $Md = 0,165$ мм) полевошпатово-кварцевый с порово-контактным вторично-кварцевым и гидрослюдисто-серицитовым цементом (зона начального метаснеза).

Песчаник среднего карбона Донецкого бассейна. Макроскопическое описание. Песчаник разнороднозернистый, полиминеральный, кослоистый, зеленовато-желтого цвета (цвета подсыхающих табачных листьев «табачковый»). Слоистость связана с изменением размера зерен: в основании слоев присутствуют гравийные зерна и мелкая галечка; к верхней части слоя размер зерна уменьшается. От HCl не вскипает. Выветрелые части бурые, ожелезненные.

Микроскопическое описание (рис. 19, а, б). Порода состоит из зерен кварца (40 %), полевых шпатов (5 %), листочков биотита (25 %), обломков пород (30 %) (кварцевые порфиры, порфириты, андезиты, глинистые сланцы) и единичных зерен аксессуарных минералов (циркона, турмалина, апатита). Структура псаммитовая крупнозернистая. Зерна кварца и гравий из эффузивных пород и глинистых сланцев окатанные и угловато-окатанные. Полевые шпаты представлены кислыми и средними плагиоклазами. Форма зерен угловато-окатанная, таблитчатая, часто полисинтетические двойники. По углам симметричного угасания в разрезах $\perp 010$ и показателям преломления плагиноклазы типа олигоклаза № 30 и андезина № 40—42. Биотит в виде листочков коричневого и зеленоватого цвета с обычными оптическими свойствами. Обломки эффузивов представлены кварцевыми пор-



Рис. 18. Песчаник кварцевый мелкозернистый с «бородатыми» зернами кварца.

Ашинская свита Западного Урала. Увел. 90 \times , николь 1.

фирами и порфиритами с микролитовой основной массой и вкраплениями олигоклаза, андезина, кварца, реже встречаются порфириты с микрофельзитовой основной массой, иногда ожелезненной. Цемент хлоритовый порово-плоский крустификационный.

Основным минералом цемента является хлорит, окружающий обломочные зерна в виде каемок и удлиненных агрегатов, выполняющих крупные поры. Он представлен пласхронными чешуйками зеленого цвета с показателем преломления $n_g \approx n_m = 1,624 \div 1,626$, двупреломлением $\sim 0,004$ (типа рипидолита) и содержанием хлорита 8,5 %.

Кроме хлорита в цементе присутствуют карбонаты железа (1,5 %) и гидроксиды железа, вероятно, по зернам выветрелых карбонатов (1,5 %).

Размер обломочных зерен от 1—3 (гравий) до 0,04 мм, преобладают зерна размером 0,5—1,0 мм.

Резюме. Песчаник крупнозернистый, разнороднозернистый ($S_o > 2,0$, $Md = 0,77$ мм), граувакковый (кварцевая граувакка) с пленочно-поровым хлоритовым цементом (зона позднего катагенеза).

Алеврит юрских отложений Кавказа. Макроскопическое описание. Порода светло-серого цвета, существенно кварцевая плотная, крепкая, тонкослоистая благодаря чередованию слоев, обогащенных слюдой и почти без слюды. От HCl не вскипает. Размер слоев от 1 до 3 мм.

Микроскопическое описание (рис. 20). Порода состоит из кварца, кислого плагиоклаза № 5—10 ($n \geq 1,540$, тонкие полисинтетические двойники, угасание в разрезах $\perp 010$ 13—15°), микроклина ($n < 1,540$, микроклиновая решетка), мусковита, биотита и единичных зерен циркона и рутила. Цемент контактово-поровый, местами поровый, по составу опаловый ($n < 1,540$, изотропный). Опал образует касмки вокруг обломочных зерен и наблюдается в виде мельчайших шариков (комочков) в порах. Отмечено два три экземпляра створок диатомей. Иногда в массе опала на контакте с обломочными зернами встречаются касмки волокнистого минерала ($n < 1,540$, двупреломление низкое, угасание прямое, удлинение положительное), вероятно кварцина. Помимо опала в состав цемента входят агрегаты (вермикулитоподобные или «воротничковые») каолинита ($n > 1,540$, рельеф положительный, двупреломление низкое, угасание почти прямое) и сгустки непрозрачного органического вещества. Каолинит выполняет центральные части пор. Содержание кварца 50—55 %, полевого шпата 7—9 %, мусковита и биотита до 10 %, цемент составляет около 25 % поверхности шлифа. Структура алевропелитовая грубая (размер зерен 0,05—0,02 мм).

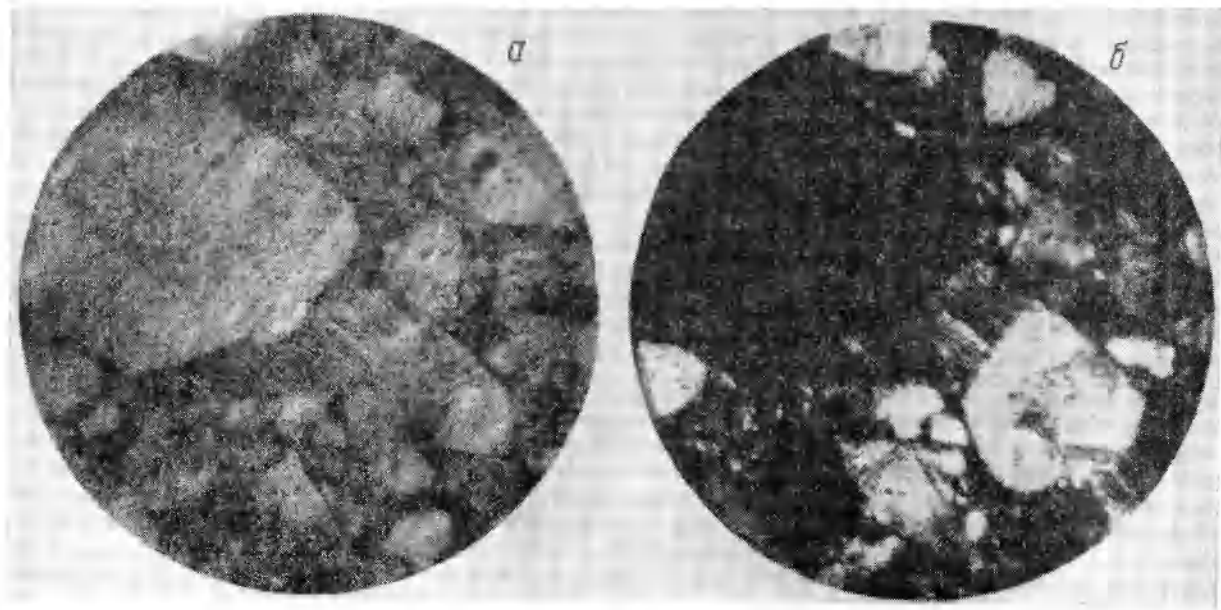


Рис. 19. Песчанник разнороднозернистый граувякковин с хлоритовым цементом.
Средний карбон Донбасса. Увел. 90 \times .
а -- николю I, б -- николи скрещены.



Рис. 20. Алевролит глинисто-сланцевый с органическим веществом.
Юра Кавказа. Увел. 200^x,
николь 1.

Резюме. Алевролит полевошпатово-кварцевый с контактово-поровым опалово-глинистым цементом.

Песок пляжа Нарвского залива. Песок серый с розовым оттенком, мелкозернистый. Содержание кварца 76 %, полевых шпатов 19 % (главным образом ортоклаз), обломков пород (кварциты, алевролиты, кремни) 2—3 %, глаукогита ~1 %, аксессуарных минералов (граната, роговой обманки, ильменита, магнетита) <1 %. В небольшом количестве (следы) встречаются обломки раковин моллюсков. Содержание, %: фракции крупнее 0,25 мм — 2,74, 0,25—0,10 мм — 85,92, 0,10—0,05 мм — 1,31. Песок мелкозернистый, хорошо отсортированный ($S_0=1,63$, $Md=0,155$ мм), полевошпатово-кварцевый.

Песок подводного берегового склона Азовского моря (глубина 0,5 м). Песок белый среднезернистый. Содержание кварца 92 %, полевых шпатов 5 % (ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы), обломков пород 1—2 % (граниты, сyenиты, известняки и др.), слюды — следы, аксессуарных минералов (гранат, роговая обманка, ильменит, широксепы, ставролит, рутил, циркон) около 1 %. Встречаются также раковины моллюсков и их обломки. Содержание, %: фракции крупнее 2 мм — 3,3, 2—1 мм — 0,2, 1—0,5 мм — 1,9, 0,5—0,25 мм — 51,6, 0,25—0,05 мм — 43,0. Песок среднезернистый или, точнее, мелко-среднезернистый, умеренно сортированный ($S_0=1,90$, $Md=0,27$ мм), кварцевый.

Лёсс. Запорожье. Макроскопическое описание. Текстура зернистая, цвет палевый (серовато-желтый), порода пористая (макро- и микропоры), непластичная. Кусок породы, брошенный в чашечку с водой, моментально распадается на отдельные частицы, которые располагаются однородной массой без разделения на слои. Часто содержит включения карбонатов, от HCl вскипает. Легко разрушается пальцами.

Микроскопическое описание. В шлифах и иммерсии представляет собой скопление пылеватых частиц кварца (до 70 %), реже полевых шпатов (10—12 %) остроугольной формы, между которыми наблюдаются выделения пелитоморфного карбоната (обычно кальцит, реже доломит) и агрегатов глинистых минералов. Измерение в иммерсии показало, что имеются два типа карбонатов с $n_0=1,658$ (кальцит) и с $n_0=1,679$ (магнезиальный кальцит — доломит). Агрегаты глинистых минералов имеют показатели преломления ~1,572 и низкое двулучепреломление (гидролюда — монтмориллонит). Гранулометрический анализ показывает преобладание алевролитовых фракций (0,05—0,005 мм) в количестве до 70—75 %. Песчаных зерен сра-

нительно мало (9 %), глинистых минералов и их агрегатов до 5—6 %, карбонатов 10—12 %. Довольно много (до 1—2 %) аксессуарных минералов (роговой обманки, эпидота, турмалина, рутила, граната).

Резюме. Лёсс — рыхлый алевроит, полевошпатово-кварцевый с карбонатами.

Примеры описания легкой и тяжелой фракции в иммерсии. Песок пляжа Нарвского залива мелкозернистый с преобладанием фракции 0,160—0,125 мм, содержание которой составляет 52,5 %. Эта фракция в количестве 2 г разделена тяжелой жидкостью с плотностью 2,85 г/см³, выход тяжелой фракции 0,3 %.

Легкая фракция. Эта фракция состоит из кварца, полевых шпатов, обломков пород, кальцита (единичных раковин моллюсков) и глауконита.

Кварц в виде угловатых, слегка окатанных зерен, с нормальными оптическими свойствами, иногда встречаются зерна с включениями (жидкости, минералов) и волнистогаснушие.

В полевых шпатах преобладает ортоклаз в виде остроугольных и таблитчатых зерен с $n < 1,540$, с низким двупреломлением, двусосный, отрицательный. Обычно зерна буровато-розовые, довольно свежие, но встречаются и выветрелые — пелитизированные. В небольшом количестве присутствует кислый плагиоклаз, судя по углам симметричного угасания в разрезах $\perp 010$, равным 16—18°, и показателю преломления $n_p' > 1,540$, плагиоклаз представлен олигоклазом № 30—32.

Обломки пород встречаются в небольшом количестве — это зерна кварцитов, алевролитов, доломита ($n_e > 1,675$).

Кальцит представлен обломками раковин моллюсков — единичные знаки.

Глауконит присутствует в виде овальных зерен, иногда обломков, зеленый. $1,600 < n_g' < 1,634$ с характерной агрегатной интерференционной окраской со средней силой двупреломления.

Содержание, %: кварца 76, ортоклаза 17, плагиоклаза 3, обломков пород 3, глауконита < 1 , обломков раковин моллюсков — следы.

Тяжелая фракция. В этой фракции обнаружены магнетит, ильменит, роговая обманка, пироксен, гранат, циркон, турмалин, рутил, апатит, биотит, мусковит, эпидот и дистен.

Магнетит — в виде зерен неправильной формы, иногда со следами грани кристаллов. В отраженном свете серебристо-серый с металлическим блеском, реагирует на магнит. Часто покрыт ржаво-бурыми пленками.

Ильменит представлен овальными зернами, на 50—70 % замещенными лейкоксеном, в отраженном свете сталью-серый.

Роговая обманка обыкновенная зеленая, встречается в виде удлиненных зерен и призматических кристаллов. Плеохроизм по оси n_g зеленый, темно-зеленый, по n_p светло-зеленый, $n_g > 1,650$, $n_p < 1,650$, двупреломление высокое, угасание с $n_g = 17^\circ$.

Пироксен — зеленый в виде зерен призматического габитуса, плеохроизм по оси n_x зеленый, по n_p красноватый, угасание прямое, удлинение положительное, показатель преломления в жидкости 1,700, $n_g > n$ жидкости. По указанным признакам, вероятно, ромбический пироксен — гиперстен (?).

Гранаты — розовые и бесцветные с высоким показателем преломления, изотропные, форма зерен угловатая, неправильная. Показатель преломления $> 1,770$, что свидетельствует о присутствии альмандиновых гранатов.

Циркон — в виде овальных зерен и призматических кристаллов, увенчанных пирамидой. Показатель преломления высокий, двупреломление очень высокое, погасание прямое.

Турмалин — в виде обломков неправильной формы, часто удлиненных, иногда призматические кристаллы. Турмалин коричнево-зеленый, плеохроичный, $n_o = 1,636 \pm 0,002$, $n_e < 1,650$, двупреломление высокое, угасание прямое.

Рутил встречается в виде красно-коричневых удлиненных зерен с высоким показателем преломления (вокруг зерен темная кайма в жидкости с $n = 1,700$) и высоким двупреломлением, погасание прямое. Кроме того, встречены листочки биотита с сагенитовой сеткой из мельчайших кристаллов рутила почти совсем бесцветных или слабо окрашенных.

Слюды (мусковит и биотит) присутствуют в виде листочков, лежащих на базопинакоиде (001), с облачным погасанием и низкой интерференционной окраской (разрезы почти перпендикулярны к острой биссектрисе). Для мусковита $n_g \approx n_m < 1,630$, для биотита $n_g \approx n_m = 1,650 \div 1,656$.

Апатит представлен только двумя зернами: одно яйцевидной, а другое prizmaticheskoy формы. Угасание прямое, удлинение отрицательное, $n_o = 1,636 \pm 0,002$, $n_e = 1,632 \pm 0,002$, двупреломление 0,004.

Эпидот находится в виде неправильной формы зерен и обломков с характерным бутылочным (зеленым) цветом, с заметным плеохроизмом и дисперсией (не гаснет в скрещенных николях). Показатели преломления $> 1,700$, двупреломление высокое.

Дистен представлен угловато-окатанными зернами с одной системой трещин спайности, бесцветный, $n > 1,700$, двупреломление низкое, угасание относительно удлинения около 30° .

Содержание, %: магнетита и ильменита (рудных) 50 %, роговой обманки — 22, граната — 18, циркона — 5, турмалина — 1,5, рутила — 1, биотита — 0,5, мусковита — 1,0, дистена — 1, апатита — следы.

Таким образом, пески пляжа Нарвского залива характеризуются гранатамфибол-рудной ассоциацией минералов тяжелой фракции и полевошпатово-кварцевой — легкой фракции.

Исследование фракций диаметром более 0,25—0,50 мм производится при помощи бинокляра по методике, принятой в шлиховом анализе. Шлиховой анализ предполагает, что шлихи (концентраты) отмываются в поле, а в лаборатории проводится их изучение. Но если шлихи не отмывались в поле, можно, при наличии достаточного количества материала, их отмыть в лаборатории или, если это невозможно, изучить гранулометрические фракции по методике шлихового анализа (под бинокляром) с контролем иммерсионным методом.

7. РЕАКЦИИ ОКРАШИВАНИЯ

Для обломочных компонентов одним из путей диагностики являются реакции окрашивания. Известно, что среди обломочных зерен существенная роль принадлежит полевым шпатам. А. Габриэлем и Е. Коксом [Gabriel A., Cox E., 1929] был предложен метод определения калиевых полевых шпатов с помощью окрашивания. Порода обрабатывается парами фтористоводородной кислоты, разлагающей силикаты и высвобождающей калий с поверхности полевых шпатов. При дальнейшей обработке раствором кобальтинитрита натрия $\text{Na}_2[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ на поверхности калиевых полевых шпатов появляется яркое лимонно-желтое окрашивание, а на плагиоклазах остается белый налет.

Окрашивание полевых шпатов можно проводить в рыхлых образцах, на поверхности полированных образцов и в открытых шлифах. Продолжительность протравливания образцов от 15—20 с до 4—5 мин. После травления образцы помещают в ванночку с раствором $\text{Na}_2[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ на 2—5 мин и затем промывают.

Для определения плагиоклазов предложено несколько красителей. К. Хейз и М. Клюгман предложили после окрашивания раствором кобальтинитрита натрия обрабатывать смесь минералов 0,5%-ным раствором эозина-В в течение 3 мин, затем промывать и высушивать. Плагиоклазы при этом окрашиваются в розовый цвет, а калиевые полевые шпаты — в оранжево-желтый.

Кроме того, для определения плагиноклазов используется реакция замещения кальция барием при обработке их 5%-ным раствором хлористого бария; при окрашивании обработанных минералов родизонатом калия образуется родизонат бария [Кигаи В. А., 1960; Кулькин П. В., Зворыгина Е. К., 1960 г.].

8. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

При исследовании обломочных пород обычно применяют валовой химический анализ. Определяют в породе в целом или в отдельных фракциях или же в цементирующей массе содержание основных породообразующих компонентов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , SO_3 , CO_2 , H_2O , а в случае необходимости Cu , Ni , V и др. Это особенно важно, когда породы являются рудоносными: медистые песчаники, обломочные породы, содержащие повышенные концентрации Mn , V , редких и радиоактивных элементов.

В последние годы делают попытки по данным химических анализов обломочных пород определять содержание в них главных компонентов: кварца, полевых шпатов, обломков пород и глинистого вещества в цементе [Шванов В. Н., 1974 г.]. Используется некоторая зависимость между химическим составом терригенных пород и минеральными их типами: изменения в составе обломочных компонентов естественно сопровождаются таковыми валового химического состава пород.

Вариации в содержании основных компонентов породы приводят к изменению в содержании химических элементов. Это создает, при известном допущении, возможность диагностики этих компонентов по составу породообразующих окислов. При этом принимают некоторые допущения и группировку окислов, с тем чтобы свести их число до числа определяемых компонентов. Для целей диагностики используют параметры: SiO_2 — параметр, отражающий количество окислов в силикатах и алюмосиликатах; $\text{FeO}'' = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mg}$ — параметр, отражающий количество окислов, заключенных в минералах фемической группы; $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — то же, в полевых шпатах и $\text{Al}_2\text{O}_3' = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ — в алюмосиликатах и титансодержащих минералах.

Различные типы обломочных пород при нанесении их на диаграмму по параметрам SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}'$, FeO'' , $\text{Al}_2\text{O}_3'$ обособляются в отдельные поля (рис. 21). Общая схема определения минерального типа обломочной породы по химическому составу выглядит следующим образом.

1. Вычисляются молекулярные количества окислов, полученных по данным химического анализа состава, и рассчитываются параметры: SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}'$, FeO'' , $\text{Al}_2\text{O}_3'$ (табл. 21). При большом содержании CO_2 и SO_3 вводятся поправки на присутствие карбонатов и сульфатов.

2. По значению параметра $\text{Al}_2\text{O}_3'$ устанавливается принадлежность к глинистой или песчаной породе. Если $\text{Al}_2\text{O}_3' > 180$,

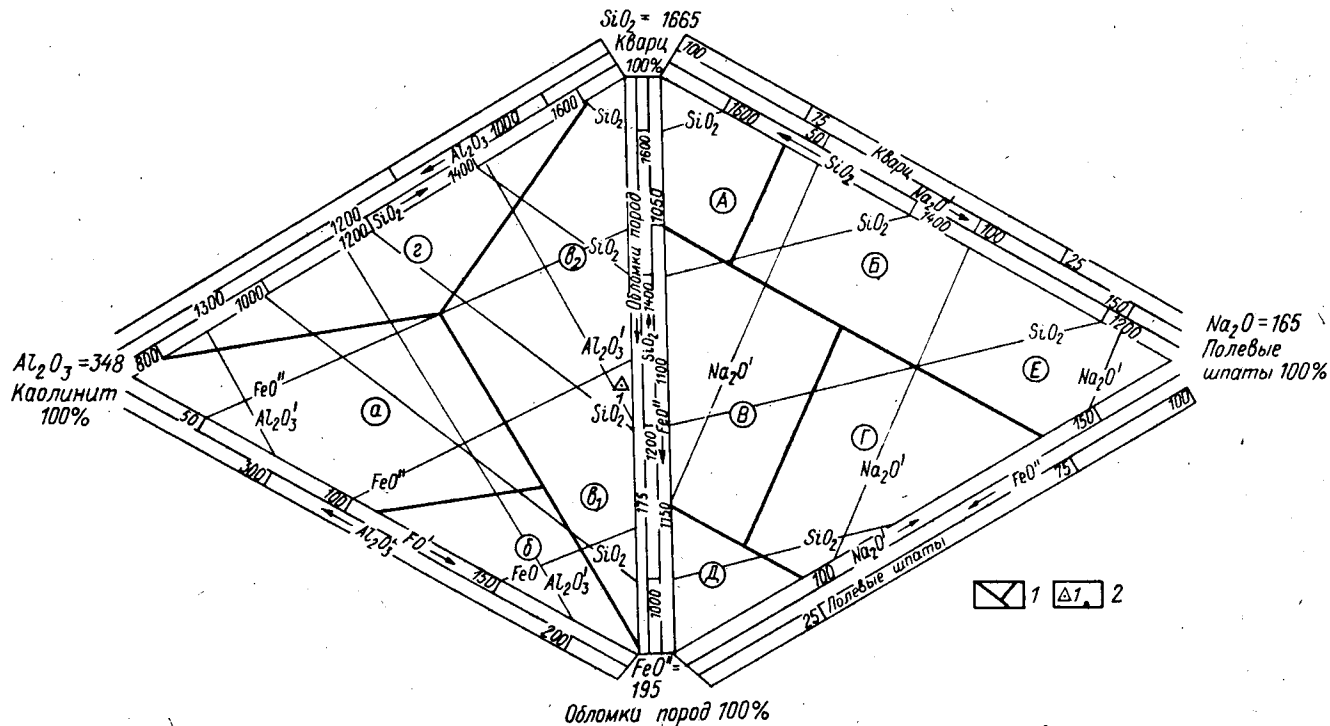


Рис. 21. Диаграмма классификации песчаных и глинистых пород по их химическому составу.

I — границы полей: А — кварцевых песчаников, Б — аркозов, В — кварцевых граувакк, Г — полевошпатовых граувакк, Д — собственно граувакк, Е — пустое поле, а — каолинитовых и других высокоглиноземистых глин, б — гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, б₁ — песчаных глин, б₂ — песчаников и глинистых песчаников, z — кварц-каолинитовых пород; 2 — точка на диаграмме с указанными в тексте и табл. 21 параметрами.

то это глинистая порода или редко встречающийся тип плагиоклазовых песчаников, если $Al_2O_3' < 180$, то порода относится к песчаному типу.

3. По значениям главных параметров наносятся точки на левую и правую части диаграммы (см. рис. 21) и определяется общий минеральный тип породы.

ТАБЛИЦА 21
Схема вычисления параметров химического состава

Оксиды	Массовая доля, %	Молекулярное количество, отн. ед. ($\times 1000$)
SiO ₂	73,18	1219
TiO ₂	0,40	5
Al ₂ O ₃	8,17	80
Fe ₂ O ₃	0,32	2
FeO	3,27	45
MnO	0,07	—
MgO	2,55	63
CaO	3,62	—
K ₂ O	1,70	18
Na ₂ O	1,51	24
P ₂ O ₅	0,12	—
CO ₂	2,72	—
H ₂ O	0,03	—
П. п. п.	2,98	—
	100,64	

Молекулярные количества окислов находятся делением массовой доли окислов, %, (по данным химического анализа) на относительную молекулярную массу данного окисла. Например, массовая доля SiO₂ = 73,18 %. Относительная молекулярная масса SiO₂ = 60. Молекулярное количество SiO₂ = $73,18 : 60 = 1,219$. На практике, чтобы избежать дробных значений, полученный результат умножают на 1000. Далее находят суммы молекулярных количеств, которые представляют собой параметры:

$$Na_2O' = Na_2O + K_2O = 24 + 18 = 42;$$

$$FeO'' = Fe_2O_3 + FeO + MgO = 2 + 45 + 63 = 110;$$

$$Al_2O_3' = Al_2O_3 + TiO_2 = 80 + 5 = 85.$$

Физико-химические и физические методы (рентгеноструктурный, термический анализ и электронная микроскопия) исследования при изучении обломочных пород используют ограниченно. Так, рентгеноструктурный и термический анализ применяют главным образом для диагностики глинистого и некоторых других цементов; в случае, если минералы очень тонкозернистые (диаметр частиц $< 0,005$ мм), и в шлифах и в иммерсии диагностика их затруднительна.

Электронная микроскопия также находит себе применение в специфических случаях, например, для изучения поверхности

кварцевых зерен (в осадках и в породах — песках, песчаниках и др.). По характеру поверхности можно судить о способах транспортировки и условиях образования осадков и пород. Для узких целей определения осадочных пород они не имеют существенного значения.

9. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД*

При изучении песчаных и алевритовых пород важно определение степени их изменения. Качественно степень изменения определяется по парагенезам аутигенных минералов, что находит отражение в описании шлифов (см. описание песчаников, а также глинистых сланцев во II главе). Количественными индикаторами степени постдиагенетических изменений являются показатели преломления и отражательная способность органического углистого вещества, его наиболее однородной части — витринита (см. гл. II). Однако многие песчаные и алевритовые породы не содержат органического углистого вещества и определения этих параметров являются очень трудоемкими, поэтому рекомендуется экспресс-метод определения коэффициента K , показывающего степень изменения структуры песчаников и алевритов [Орлова Л. В., 1974].

Физический смысл коэффициента K . Этот коэффициент предназначен для определения степени изменения песчаных пород и рекомендуется для количественной оценки и картирования зон вторичных изменений этих пород от раннего катагенеза до позднего метагенеза.

Коэффициент K представляет собой удельную (по отношению к периметру) протяженность контактов между обломочными зернами:

$$K = 2\Sigma l_k / \Sigma l_n, \quad (1)$$

где Σl_k — суммарная протяженность контактов между обломочными зернами; Σl_n — суммарная протяженность периметров всех зерен.

В случае предельно плотной упаковки, когда все зерна контактируют по всему периметру ($2\Sigma l_k = \Sigma l_n$), $K=1$, в остальных случаях $K < 1$.

Ранее было определено, что

$$\Sigma l_k = (\pi/2) n_k; \quad (2)$$

$$\Sigma l_n = (\pi/2) n_n, \quad (3)$$

где n_k , n_n — число пересечений контактов между зернами и контуров зерен, приходящееся на единицу длины линейки окуляр-микрометра соответственно.

* Этот параграф написан Л. В. Орловой, за что авторы выражают ей благодарность.

Расчетная формула для K , полученная путем подстановки в равенство (1) формул (2) и (3), имеет вид

$$K = 2n_k/n_n = n_k/(n_n/2). \quad (4)$$

Пример расчета K по одной линейке окуляр-микрометра приведен на рис. 22. С целью упрощения техники измерений подсчитывается n_n , т. е. число сечений зерен вдоль линейки окуляр-микрометра. В приведенном примере $n_k=6$, $n_n/2=9$, $K=6/9=0,67$.

Определение K для шлифа производится на основании его расчета по ряду секущих линий, произвольно ориентированных и равномерно охватывающих площадь шлифа. Подсчет количества контактов и сечений обломочных зерен производится одновременно с помощью двух клавишей механического счетчика в виде нарастающих итогов. Для этой цели можно использовать механический счетчик типа «Лейкопор» (ГДР) или 11-клавишный медицинский счетчик отечественного производства.

Точность определения K находится в прямой зависимости от числа зерен, участвующих в расчете. Для обеспечения точности определения K в одном шлифе порядка $\pm 5\%$ необходимо, чтобы количество зерен было не менее 150—200. При увеличении $72\times$ для этого достаточно произвести измерения по 20 линейкам окуляр-микрометра для мелкозернистых и по 30 — для среднезернистых песчаников. Перед началом работы рекомендуется произвести контрольный расчет K на эталонном шлифе.

Условия определения K . Литологические особенности песчаных пород обуславливают определенный разброс значений K в пределах одной и той же стадии постдиагенетических изменений. Этот разброс можно уменьшить путем увеличения числа измерений (получения средних значений по большому числу шлифов) или подбором шлифов. В последнем случае рекомендуется изучать приблизительно одинаковые по размеру зерен песчаники или алевролиты, некарбонатные или слабокарбонатные с базально-поровым или поровым цементом. В общем случае K для данной стадии вторичных изменений песчаных пород оценивается средним значением по нескольким шлифам. Точность оценки находится в прямой зависимости от числа изученных шлифов. Например, для получения K с точностью $\pm 5-7\%$ необходимо (по опыту изучения песчаников Донбасса) определить K как среднее из измерений на 5—10 шлифах. Увеличение микроскопа должно быть постоянным. Теоретические расчеты показали, что при малых увеличениях микроскопа (28° и $17,5\times$) значение K значительно больше, чем при средних увеличениях ($72\times$ и $100\times$).

При соблюдении описанных условий получена четкая связь между средними значениями K песчаников Донбасса и марочным составом вмещаемых углей. Эта связь получена в основном для среднезернистых (0,25—0,5 мм) песчаников олигомиктового состава, некарбонатных или слабокарбонатных, с содержанием

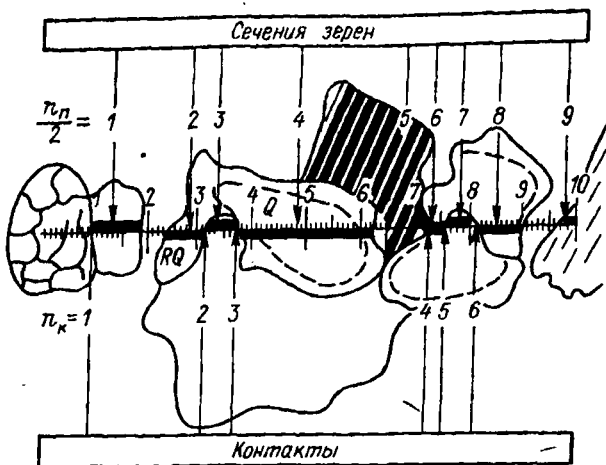


Рис. 22. Пример определения коэффициента K [Орлова Л. В., 1979 г.].

цемента не более 25% при увеличении $9 \times 8 \times$ (в отдельных случаях $20 \times \times$).

Коэффициент K возрастает от 0,33 (для песчаников, вмещающих бурые угли) до 0,91 (для песчаников, вмещающих наиболее метаморфизованные антрациты). Наиболее интенсивный рост удельной протяженности контактов зерен в песчаниках происходит в раннем катагенезе и с увеличением степени вторичных изменений уменьшается.

Специальный анализ и сравнение эффективности различных методов количественной оценки степени постдиагенетических изменений структуры песчаных пород показал, что метод, основанный на определении коэффициента K , отличается от известных аналогичных более высокой производительностью (время одного определения составляет около 20 мин) и дифференцирующей способностью.

По коэффициенту K различают следующие стадии и этапы изменения терригенных пород:

Стадия	K
раннего катагенеза	0,28—0,57
среднего и позднего катагенеза	0,55—0,73
раннего метагенеза	0,75—0,90
позднего метагенеза	>0,90

В. ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Между песком и глиной существует целый ряд переходных пород с переменным содержанием песчаного, алевритового и глинистого материала. Эти породы получили название суглинков и

супесей. Они относятся к рыхлым обломочным породам — не сцементированы, но вместе с тем благодаря сцеплению между частицами и поверхностному натяжению пленок воды держатся в куске, т. е. являются связными. Интенсивность этой связи тем больше, чем больше они содержат глинистых частиц. Влажные суглинки обладают пластичностью, раскатываются в нить, тем более тонкую, чем больше содержат глины, супеси — в толстые шнуры, быстро распадающиеся, сухие — камнеиодобны.

Суглинки и супеси широко распространены в четвертичных покровных отложениях, являются здесь главными типами пород и представляют большой интерес как сырье для строительных материалов (кирпичи, метлахские плитки, черепица, керамзит) и как основание многих инженерных сооружений.

Классификация этих пород основана на содержании песка, алеврита и глины. Для изображения состава применяется равно-сторонний треугольник с вершинами, соответствующими 100 % песка, алеврита и глины. Состав каждой породы изображается в виде точки внутри треугольника. Треугольник в свою очередь разделяют на ряд полей. Существует несколько десятков таких классификаций с выделением от 7 до 34 полей. Породы, анализы которых попадают в эти поля, только некоторые (поля, прилегающие к вершинам треугольника) имеют простые наименования, большинство получают сложные двух- и трехступенчатые названия. При обилии классификационных схем надо прямо отметить, что почти ни одна из них не получила широкого применения.

Для примера приведем (одну из новых) классификацию И. Конта [1973 г.], в которой выделяется глина, алеврит, песок (поля 1, 2, 3), глинистый алеврит, алевритовая глина, глинистый песок, песчаная глина, алевритовый песок, песчаный алеврит (поля 4, 5, 6, 7, 8, 9) и породы трехкомпонентного состава: алеврито-глинистый песок, алеврито-песчаная глина, песчано-глинистый алеврит, песчано-алеваитовая глина, глинисто-алеваитовый песок, глинисто-песчаный алеврит (поля 10, 11, 12, 13, 14, 15) (рис. 23).

В инженерной геологии, гидрогеологии, грунтоведении, почвоведении и при изысканиях под гидротехнические сооружения, шоссейные дороги и т. п. широкое распространение получили другие классификации, которые находят применение и в литологии. Одна из наиболее новых классификаций предложена Н. В. Логвиненко [1975] (табл. 22).

Суглинки и супеси очень разнообразны по внешнему виду, цвету и составу. Все они являются полиминеральными породами, состоящими главным образом из обломочных аллотигенных минералов — кварца, полевого шпата, слюд, глинистых минералов обломков горных пород и ряда аксессуарных минералов. В небольшом количестве содержатся аутигенные минералы — карбонатные, реже сульфатные и хлоридные. Характер

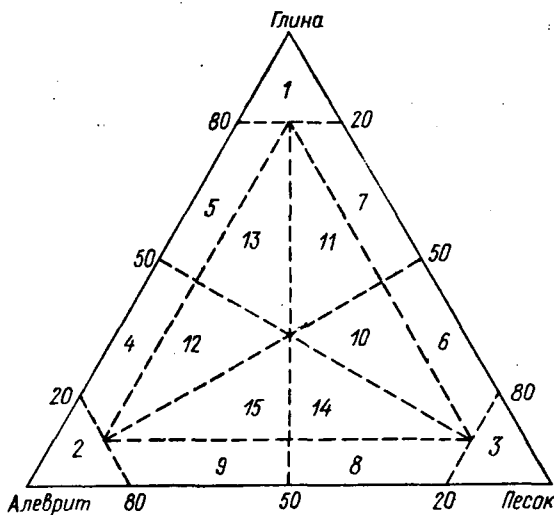


Рис. 23. Классификация смешанных песчано-алеврито-глинистых пород [Конта И., 1973].

1 — ил-глина; 2 — алеврит; 3 — песок; 4 — глинистый алеврит; 5 — алевритовая глина; 6 — глинистый песок; 7 — песчаная глина; 8 — алевритовый песок; 9 — песчаный алеврит; 10 — алеврито-глинистый песок; 11 — алеврито-песчаная глина; 12 — песчано-глинистый алеврит; 13 — песчано-алевритовая глина; 14 — глинисто-алевритовый песок; 15 — глинисто-песчаный алеврит.

аутигенных минералов определяется климатом. Глинистые минералы бывают как обломочными, так и аутигенными.

Одной из характерных особенностей суглинков и супесей является их бурая, желто-бурая и серовато-желтая окраска, которая зависит от присутствия окисных и гидроокисных соединений железа.

По происхождению суглинки бывают делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, ледниковые (валунные суглинки и супеси) и эоловые. Аналогичные породы в бассейнах седиментации (озерах, морях) обычно называют илами. Особым типом суглинков являются лёссовидные суглинки, близкие к лёссу и отличающиеся от него большим содержанием глинистых частиц и пластичностью.

Основными методами изучения суглинков и супесей являются гранулометрический анализ и минералого-петрографическое исследование в зернах (порошка породы или фракций гранулометрического анализа), в иммерсии и шлифах. Важно также определение пластичности и других физических и водных свойств.

Большая часть лёссовидных суглинков, вероятно, эолового происхождения. Такие суглинки обладают просадочностью (дают неравномерные и большие осадки при замачивании), что необходимо учитывать при строительстве и требует специального исследования.

Глинистые минералы суглинков и супесей представляют большой интерес, так как определяют их основные свойства. Они выделяются путем отмучивания или другими методами и затем исследуются в иммерсии в ориентированных препаратах, хроматическим методом, а также с применением термического и рентгеноструктурного анализа (см. гл. 11).

Классификация смешанных пород

Число пластичности для рыхлых пород	Содержание частиц, %			Породы		
	глинистых (<0,005)	алевроитовых (0,005—0,05)	песчаных (0,05—1)	Рыхлые	Сцементированные	Метаморфизованные
>22	>30 >30	Меньше Больше	Больше Меньше	Глина Глина алевроитовая	Аргиллит Аргиллит алевроитовый	Глинистый сланец Глинисто-алевролитовый сланец
22—10	30—20	Меньше	Больше	Суглинок тяжелый*	Глинисто-алевроитовый песчаник	Глинисто-алевролитовый кварцито-песчаник Глинисто-песчано-алевролитовый сланец
	30—20	Больше	Меньше	Суглинок тяжелый пылеватый	Глинисто-песчаный алевролит	
0—10	20—10	Меньше	Больше	Суглинок легкий	Глинисто-алевроитовый песчаник	Глинистый алевролитовый кварцито-песчаник Глинисто-песчаный алевролитовый сланец Глинисто-алевролитовый кварцито-песчаник
	20—10	Больше	Меньше	Суглинок легкий пылеватый	Глинисто-песчаный алевролит	
	10—5	Меньше	Больше	Супесь*	Глинисто-алевроитовый песчаник	
0	10—5	Больше	Меньше	Супесь пылеватая	Глинисто-песчаный алевролит	Глинисто-песчаный алевролитовый сланец Песчаник, кварцито-песчаник Алевролит, алевролитовый сланец
	<5 <5	Меньше Больше	Больше Меньше	Песок Алевролит песчаный	Песчаник Алевролит песчаный	

* В более ранних классификациях такого типа выделялись еще средние суглинки с содержанием глинистых частиц 20—15 %. Супеси разделялись на тяжелые 10—6 и легкие 6—3 % глинистых частиц, пески в этом случае выделялись при содержании глинистых частиц < 3 %.

10. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Суглинок красно-бурый. Четвертичные отложения (Днепропетровск). Макроскопическое описание. Порода землистой мелкоагрегатной текстуры от красно-бурого до коричневого цвета, пластичная — раскатывается в нить диаметром < 1 мм. В воде разбухает, частично распадается на мелкие (3—4 мм) комочки, от HCl слабо вскипает.

Микроскопическое описание. В шлифе бурая малопрозрачная однородная структура алевропелитовая неориентированная. На фоне основной массы видны угловатые зерна кварца, редко полевых шпата песчаной и алевроитовой размерности. В скрещенных николях основная масса почти изотропна и хорошо видны песчаные и алевроитовые примеси, а также выделения (пятнами) нелигоморфных карбонатов. Окраска связана с наличием пигмента из гидроокислов железа, которые пропитывают основную массу и иногда обволакивают зерна обломочных минералов.

В иммерсии в ориентированных препаратах определены показатели преломления глинистого минерала: $n_g' = 1,570$, $n_p' = 1,560$, двупреломление слабое, каолинит — гидрослюда (?). Показатели преломления карбонатов $n_o = 1,660$ (кальцит).

Содержание песчано-алевроитовых частиц 60, основной массы 35 и карбонатов 5 %. Гранулометрический анализ показал, что содержание, %, частиц с диаметром $< 0,005$ мм — 14, $0,005 - 0,05$ мм — 60, $> 0,05$ мм — 26. Число пластичности 16, кривые нагревания фракции с диаметром $0,005$ мм имеют эндотермические эффекты при температуре 150 и 600 °С.

Лёссовидный суглинок. Четвертичные отложения (Запорожье). Макроскопическое описание. Порода однородная землистой вида, намечается слабовыраженная столбчатая отдельность. Окраска серовато-желтая (палевая), порода слабопластична, тесто, замешанное на воде, раскатывается в сравнительно толстые быстро распадающиеся шнуры. Довольно легко разрушается пальцами, от HCl вскипает.

Микроскопическое описание. Исследование порошка породы в иммерсии показало следующее. В препарате преобладают зерна кварца угловатой формы размером от 0,01 до 0,11 мм (в основном 0,03—0,04 мм). В небольшом количестве встречаются обломки полевых шпатов двух типов: зерна с $n < 1,540$, мутные — пелитизированные (вероятно, ортоклаз) и зерна с тонкими полисинтетическими двойниками и $n > 1,540$, как свежие, так и частично каолинизированные (кислый плагиоклаз). Имеются единичные листочки мусковита с обычными оптическими свойствами и единичные зерна аксессуарных минералов: турмалина (зеленый, плоскохричный, удлиненное отрицательное, погасание прямое $n_g' = 1,650 \pm 0,002$, двупреломление высокое) и циркона в виде призматических кристаллов с высокими показателями преломления и двупреломлением. Агрегаты глинистых минералов встречаются в небольшом количестве, показатели преломления около 1,540, двупреломление среднее (монтмориллонит?).

Отмечены также отдельные зерна карбонатов и агрегаты карбонатных минералов с $n_o = 1,658 \pm 0,002$. Содержание, %: кварца ~ 75, полевых шпатов 5, глинистых минералов 5—7 и карбонатов 10—12.

Кривая нагревания глинистой фракции показывает глубокий эндотермический эффект при температуре 150, слабый — при 600 и 880 °С, что свидетельствует о наличии монтмориллонита.

Гранулометрический анализ дал следующие результаты: содержание, %: частиц с диаметром $< 0,005$ — 7, $0,005 - 0,05$ мм — 78, $> 0,05$ мм — 15. Число пластичности 10.

Резюме: суглинок легкий пылватый (алевроитовый) лёссовидный.

11. ПОРОДЫ ПЕРЕХОДНЫЕ МЕЖДУ ОБЛОМОЧНЫМИ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИМИ

Существуют породы смешанного состава, содержащие в определенном количестве обломочный материал (песок, алевроит и глину) и вулканогенный — пирокластический материал. Один

из возможных вариантов классификации таких пород предложено Н. В. Логвиненко [1975] (табл. 23).

Породы, содержащие пирокластический материал в количестве менее 5%, сохраняют название соответствующих обломочных и глинистых пород и только в описании указывается присутствие пирокластического материала. Аналогично и в случае содержания обломочного или глинистого материала менее 5% в пирокластических отложениях. В этом ряду пород крайними членами являются пеплы и туфы.

ТАБЛИЦА 23

Классификация переходных пород между обломочными и пирокластическими

Размер частиц обломочного материала, мм	Содержание пирокластического и обломочного материала, %			
	< 5 (> 95)	5—50 (95—50)	50—95 (50—5)	> 95 (< 5)
< 0,005	Глина	Туфогенная глина	Глинистый вулканический пепел	Вулканический пепел
	Аргиллит	Туфогенный аргиллит	Глинистый туффит	Туф
	Глинистый сланец	Туфогенный глинистый сланец	Глинистый сланцеватый туффит	Сланцеватый туф
0,005—0,05	Алеврит	Туфогенный алеврит	Алевритовый вулканический пепел	Вулканический пепел
	Алевролит	Туфогенный алевролит	Алевролитовый туффит	Туф
	Алевритовый сланец	Туфогенный алевритовый сланец	Алевритовый сланцеватый туффит	Сланцеватый туф
0,05—1,0	Песок	Туфогенный песок	Песчаный вулканический пепел	Вулканический пепел
	Песчаник	Туфогенный песчаник	Песчаный туффит	Туф

Примечание. Цифра перед скобкой — содержание пирокластического, в скобках — обломочного материала.

Пеплы. В составе пеплов преобладают обломки вулканического стекла (витрокластические пеплы), обломки минералов вулканических пород (кристаллокластические пеплы) и обломки эффузивных пород (литокластические пеплы). Если обломки имеют основной состав и гидратированы, породы, образованные ими, называют палагонитовыми. Форма обломков обычно угловатая, реже каплевидная и шарообразная. Сортировка материала несовершенная. Часто пеплы содержат обломки осадочных пород и минералов.

Туфы. Цементированные пеплы называют туфами. Цемент туфов обычно представлен продуктами вторичных изменений обломков. Цемент состоит из хлоритов, минералов группы эпидота, карбонатов и цеолитов. По размеру различают мелкообломочные ($<0,1$ мм), среднеобломочные (≤ 1 мм) и крупно- и грубообломочные (>1 мм) туфы. Вероятно, лучше пользоваться классификацией частиц по размеру, принятой для обломочных пород.

Туфы бывают сильно изменены благодаря воздействию гидротермальных растворов и в процессе выветривания на земной поверхности. Конечным продуктом изменения туфов являются монтмориллонитовые глины — бентониты.

Туффиты. Эти породы состоят из обломков вулканического стекла, вулканогенных пород и минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.) и содержат глинистый, алевритовый или песчаный материал обломочного происхождения в количестве до 50%. Цементированные породы называют туффитами, рыхлые — глинистыми, алевритовыми или песчаными пеплами.

Пеплы и туффиты часто слоистые, иногда содержат органические остатки, структуры и текстуры нормальные осадочные.

По виду и цвету они разнообразны, но чаще окрашены в бурые и зеленоватые тона. Цемент в туффитах представлен хлоритами, глинистыми минералами, цеолитами, карбонатами. Образуется они в водных бассейнах и на суше.

Туфогенные породы. Этот тип представляет собой нормальные осадочные породы (глинистые, алевритовые, песчаные), содержащие от 5 до 50% пирокластического материала. Обломочные частицы могут быть окатаны, пирокластический материал обычно не несет следов динамической обработки (угловатые и свежие).

Текстуры и структуры туфогенных пород нормальные осадочные, обычно наблюдаются различные типы слоистости (определяемые условиями осадконакопления), часто содержат органические остатки. При макроскопическом описании не всегда удается установить принадлежность пород к этому типу, обычно требуется микроскопическое исследование.

К этому типу пород относятся и вулканогенные граувакки — песчаники туфогенного типа. Они отличаются полимиктовым составом обломочных зерен и сложным составом цемента, где широко развиты хлориты, цеолиты, смешаннослоистые глинистые минералы, монтмориллониты, карбонаты и минералы группы эпидота — цоизита.

12. ПРИМЕР ОПИСАНИЯ ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

(по В. Т. Фролову [1964 г.]

Образец № 3, средняя юра (р. Бодрак, Крым).

Песчаник граувакковый, вулканомиктовый, крупно-грубозернистый, с гравием, среднесортированный, с хлоритовым и кальцитовым цементом типа за-

полнения кор. Размер зерен от 5 до 0,05 мм, преобладают зерна 2—0,5 мм (70—80 % обломочной части), сортировка зерен средняя. Значительное число зерен (как крупных, так и мелких) полуокатанные, хотя большинство неокатанные, многие сильно изъедены при выветривании и деформированы при образовании структур вдавливания. Текстура беспорядочная.

Состав обломочной части вулканомиктовый: обломки представлены исключительно эффузивными породами — андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, которые различаются не очень четко и потому описываются совместно.

Судя по большим углам угасания плагиноклазов в микролитах (от 30 до 45°), среди последних имеются как средние, так и основные члены, т. е. андезиты и лабрадоры, что в свою очередь указывает на присутствие средних и основных эффузивов.

Обломки эффузивов представлены как целыми кусочками породы, так и обломками основной массы и отдельными крупными минералами. В основной массе в одних случаях встречаются только плагиноклазы (обычно основные), в других — и плагиноклазы, и пироксены. Цемент заполнения пор (около 20 %) в основном хлоритовый с показателем преломления около 1,60—1,61 и яркими (до второго порядка) цветами интерференции. К нему участками примешивается кальцит. Цементация выражается также в образовании структур вдавливания.

Песчаник может быть принят за туффит или туффопесчаник, поскольку является чисто вулканомиктовым, отличается с первого взгляда однородным составом обломков (андезитовые порфириты), чисто хлоритовым цементом, однако наличие сортировки, окатанности зерен, довольно различный состав даже эффузивов в обломках, средняя их выветрелость и корродированность свидетельствуют о нормально-осадочном характере песчаника, образовавшегося в результате экзогенного разрушения эффузивных пород и их некоторого переноса водой.

13. ПРИМЕНЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ И СМЕШАННЫХ ПОРОД

Обломочные породы находят широкое применение в народном хозяйстве. Прежде всего они используются как каменный строительный материал, а также для производства бетона, мощения дорог, кладки ступ (бутовый камень). Некоторые разновидности грубообломочных пород (конгломераты и брекчии) используются как декоративный и облицовочный материал. Крупными потребителями кварцитов и кварцевых песчаников являются огнеупорная промышленность и металлургия. Огнеупорная промышленность использует кварцит и кварцевые песчаники для производства динаса. Главной особенностью динаса является способность выдерживать нагревание до высоких температур (1550—1650 °С) под нагрузкой без заметной деформации. Динас широко используется для футеровки промышленных печей различного назначения: коксовых, стекловаренных, электрических, мартепных и др.

В металлургии кварциты и кварцевые песчаники применяются в качестве флюса при выплавке меди и никеля. Химический состав кварцитов и кварцито-песчаников, пригодных для производства динаса и использования в качестве флюса, должен отличаться высоким содержанием кремнезема (до 90—95 %).

Кварцевые пески применяются в керамической и стекольной промышленности, а также в металлургии — для формовочных смесей. В керамической промышленности добавка кварца повышает качество фарфоровых и фаянсовых изделий. В фарфоровых массах кварц активно реагирует с главным компонентом — каолином — и другими составляющими, вводимыми в состав фарфоровых масс, а также образует основную стекловатую массу. Он обеспечивает целый ряд ценных свойств изделий (просвечиваемость, прочность, термостойкость и др.).

Основное требование, предъявляемое к сырью в стекольной промышленности, заключается в минимальном содержании в нем красящих соединений:

железистые соединения не должны превышать 0,2 %, примесь двуокиси титана — сотых долей процента. Стекольная промышленность использует обломочные породы (кварцевые пески, кварцито-песчаники, кварциты) для выработки стекла разных марок. Пески, используемые для производства оконного стекла, должны содержать не более 0,1 % Fe_2O_3 и не менее 98,5 % SiO_2 . Хорошие стекольные пески должны быть сложены на 80—90 % зёрнами размером 0,50—0,10 мм. Пески, употребляемые для изготовления оптического стекла, должны состоять не менее чем на 99,8 % из кремнезема и содержать не более 0,012 % Fe_2O_3 .

Прочные разновидности кварцитов и кварцито-песчаников находят широкое применение как декоративный облицовочный материал. Знаменитые малиновые кварцито-песчаники, найденные у р. Шокши в Карельской АССР, использовались для облицовки Мавзолея В. И. Ленина и памятника Неизвестному солдату в Москве. Запасы этого материала велики. В Карелии найдено более 150 выходов кварцитов и песчаников с высокими техническими показателями.

Некоторые разновидности песчаных пород (глауконитовые породы) используются для извлечения глауконита, который находит широкое применение в производстве зеленой краски, для смягчения воды (употребляется в фильтрах как адсорбент) и для удобрения полей (калийные удобрения).

Пылеватые породы также имеют большое практическое значение. Прочные цементированные разновидности их используют для мощения дорог и строительства зданий. Лёсс и лёссовидные породы применяются для изготовления самана, кирпича, черепицы, керамзита и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.

Бергер Г. С., Ефимов И. А. Методы выделения мономинеральных фракций. М., Госгеолтехиздат, 1963. 202 с.

Боровко Н. Г., Боровко Н. Н. Гранулометрический метод изучения песков как способ палеогеографических исследований.— Бюл. Моск. об-ва исп. природы. Отд. геологический, т. 53 (3), 1978, с. 116—127.

Вассоевич Н. Б. Грубообломочные породы.— В кн.: Справочное руководство по изучению осадочных пород. Л., Гостоптехиздат, 1958. 147 с.

Вахрушев В. А. Морфологические особенности некоторых аксессуарных минералов изверженных горных пород и их значение для петрографии осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 4.

Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М., Мир, 1981. 253 с.

Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Основные вопросы гранулометрии в геологии.— Литол. и полезн. ископаемые, 1971, № 5, с. 120—125.

Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М., Наука, 1977. 156 с.

Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Кигаи В. А. Об опыте применения метода окрашивания калиевых полевых шпатов.— Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1960, вып. 3.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 317 с.

Лапина Н. Н. Применение ультразвука при подготовке песчано-глинистых отложений к гранулометрическому анализу.— Уч. зап. НИИГА. Сер. региональная геология, 1964, вып. V.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., Недра, 1965. 464 с.

Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1951, № 4, с. 99—101.

Логвиненко Н. В. Введение в методику исследования осадочных пород. Изд-во Харьковского государственного ун-та, 1957. 130 с.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1975. 400 с.

- Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Гонтарев Е. А. Исследование рельефа и осадков береговой зоны Нарвского залива Балтийского моря.—Литол. и палеогеография, 1981, № 3, с. 107—127.
- Луицкий В. А. Петрография. Т. II, М.—Л., Госгеолтехиздат, 1949. 265 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. М., Недра, 1979. 296 с.
- Методы изучения осадочных пород. В 2-х т./Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957. Т. I, 612 с. Т. II, 564 с.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. М., Недра, 1968. 500 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., Недра, 1981. 751 с.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры горных пород. Т. II. Осадочные породы. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948. 220 с.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. В 2-х т. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. Т. I, 476 с. Т. II, 420 с.
- Ромаковский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 408 с.
- Рожкова Е. В., Разумная Е. Г. Центрифужный анализ, его назначение и возможности.— В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рожков Г. Ф., Еришова К. С. Сепарация минералов на основе их диэлектрической проницаемости.— В кн.: Минералогическое сырье. 1960, вып. I.
- Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов.— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 5, с. 110—117.
- Рожков Г. Ф. Коэффициенты асимметрии гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации.— Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 6, с. 137—150.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. 3-е изд. Л., Недра, 1969. 779 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию. М., Недра, 1981. 396 с.
- Спутник полевого геолога-нефтяника. В 2-х т./Под ред. Н. Б. Вассовича. М., Гостоптехиздат, 1954, Т. I, 544 с. Т. II, 564 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Осадочные породы. Л., Гостоптехиздат, 1958. 147 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. В 3-х т. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. I, 212 с. Т. II, 473 с. Т. III, 549 с.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., Недра, 1965. 306 с.
- Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., Изд-во МГУ, 1964. 310 с.
- Цветков А. И. Определение кварца в горных породах методом термического анализа.— Докл. АН СССР, 1952, № 1, с. 87.
- Черкасов Ю. А. Применение «фокального экранирования» при измерении показателей преломления иммерсионным методом.— В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шантар А. Л. К вопросу о гранулометрическом анализе пород в шлифах.— Литол. и полезн. ископаемые, 1964, № 6.
- Шванов В. Н. Песчаные породы и методы изучения. Л., Недра, 1969. 248 с.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М., Наука, 1975. 110 с.
- Passaga R. Texture as characteristic of clastic deposition.— Bull. Amer. assoc. petrol. geol., 1957, vol. 41, N 9.
- Passaga R. Grain size representation by CM patterns as a geological tool.— J. Sedim. Petrol., 1964, vol. 34, N 4, p. 136—144.
- Folk R. L. Practical petrographic classification of limestones.— Bui. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, vol. 43.
- Folk R. L., Ward W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters.— J. Sedim. Petrol., 1957, vol. 27, N 1, p. 3—27.
- Friedman G. M. Distinction between dune, beach and river sand from their texture characteristics.— J. Sedim. Petrol., 1961, vol. 31.

Friedman G. M. On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones.—*J. Geol.*, 1962, vol. 70.

Gabriel A., Cox E. A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals.—*Amer. Miner.*, 1929, vol. 14, N 8.

Inman D. L. Measures for describing the size distribution of sediments.—*J. Sedim. Petrol.*, 1952, vol. 22, N 3.

Mason C. C., Folk R. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island Texas.—*J. Sedim. Petrol.*, 1958, vol. 28.

Otto G. H. A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments.—*J. Sedim. Petrol.*, 1939, vol. 9.

Sahu B. K. Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments.—*J. Sedim. Petrol.*, 1964, vol. 34, N 1.

Shepard F., Joung R. Distinguishing between beach and dune sands.—*J. Sedim. Petrol.*, 1961, vol. 31, N 2.

Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, Gulf Publ. Co., 1932.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Среди осадочных пород преобладают глинистые. По данным Ф. Д. Овчаренко [1973 г.], объем глинистых пород составляет около 60% всех осадочных пород стратисферы. По А. Б. Ронову [1976 г.], на платформах глинистые породы составляют 46, а в геосинклиналях—38%. В пределах континентального сектора стратисферы глинистые породы занимают $\frac{2}{3}$ объема. Не менее велика роль глинистых отложений в океаническом секторе Земли.

Глины, аргиллиты и глинистые сланцы широко представлены как в древнейших докембрийских, так и в новейших фанерозойских отложениях. Соотношение глинистых пород с песчаными и карбонатными оценивается как 59:21:20 соответственно.

Глинистые породы занимают промежуточное положение между обломочными и химическими. Вещество глинистых пород очень сложно и полигенетично по своему происхождению. Это смесь материала, образовавшегося на суше в корях выветривания и почвах и снесенного в бассейны седиментации, и минералов, возникших при раскристаллизации коллоидов и осажденных из истинных растворов в бассейнах седиментации. Значительная часть глинистых минералов может возникать путем трансформации глинистых и неглинистых алюмосиликатов в процессе диагенеза осадков и последующих изменений осадочных пород.

Таким образом, в глинистых отложениях имеются терригенные — обломочные и аутигенные — компоненты и, следовательно, терригенные — обломочные и аутигенные — глины и глинистые породы, выделяемые на основе явного преобладания того или иного компонента.

По современным представлениям, в осадках Мирового океана преобладают терригенные глины. Аутигенные глины занимают подчиненное место — это главным образом цеолит-монтмориллонитовая разновидность красных глубоководных глин и некоторые др.

По определению М. В. Викуловой [1957 г.], глинистыми называют породы, содержащие более 50% частиц диаметром менее 0,01 мм. Однако частицы размером 0,01—0,005 мм относятся к алевритовым и не являются глинистыми, как в физическом смысле, так и в минералогическом. Поэтому к глинистым следует относить породы с содержанием глинистых частиц (<0,005 мм) более 50%. Однако в грунтоведении и инженерной геоло-

гии к глинам относят породы с содержанием глинистых частиц больше 30%. Для глин делается это исключение в связи с тем, что при содержании глинистых частиц более 30% порода приобретает свойства глины: влагоемкость, пластичность, способность разбухать и т. п.

Глинистые породы подразделяются на две большие группы: связные — глины — и сцементированные и метаморфизованные — аргиллиты, сланцеватые аргиллиты, глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы.

По обстановкам осадконакопления (по генезису) выделяют глины морские и континентальные: озерные, ледниковые (флювиогляциальные), аллювиальные, делювиальные, лагунно-заливные глины и глины коры выветривания (первичные каолины, монтмориллонитовые и др.).

По минеральному составу различают мономинеральные (каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые, палыгорскитовые, хлоритовые), олигомиктовые (состоящие обычно из смеси двух минералов) и полиминеральные глины и глинистые породы, состоящие из смеси нескольких минералов [Логвиненко Н. В., 1974]. Глинистые породы и осадки характеризуются следующими особенностями.

1. Слагающие их частицы имеют, как правило, малые размеры, при этом важной особенностью глинистых минералов является ярко выраженное различие размеров частиц в разных направлениях.

2. Глинистые породы характеризуются своеобразием состава, т. е. обязательным присутствием в них глинистых минералов: каолинита, гидрослюды, монтмориллонита и др. Кроме того, во всех фракциях глин могут присутствовать неглинистые минералы: карбонаты (кальцит, сидерит, доломит), сульфаты (гипс, ангидрит, барит, целестин, ярозит, алунит), фосфаты (вивианит), сульфиды железа (пирит, марказит), окислы марганца, хлориды. Обычно в глинистых породах имеется примесь кварца и полевого шпата.

3. Глины способны давать с водой пастообразные массы различной консистенции, способные формоваться, сохранять форму и при обжиге приобретать каменистую прочность, что используется в керамической промышленности.

4. Во всех глинистых породах преобладает SiO_2 , составляющий от 45—50 до 75—80%. Содержание Al_2O_3 в пределах 15—20, в редких случаях возрастает до 35—38 или понижается до 8—10%. Окислы железа редко составляют 2—4%*. Примесь TiO_2 не превышает, как правило, 1,5—2%. Окислы щелочных металлов в большинстве случаев составляют около 2—4, достигая иногда 6—8%. Значительно шире диапазон колебаний содержания CaO и MgO : от следов и малых долей процента до

* В красных глубоководных глинах океана обычно больше железа.

7—8%. Прочие примеси (MnO , Cr_2O_3 , P_2O_5 и др.) составляют, как правило, доли процента.

Характеризуя глинистые породы как существенно состоящие из глинистых минералов, необходимо остановиться на более подробной характеристике последних.

Относясь к группе водных алюмосиликатов, глинистые минералы отличаются от других минералов этого класса: а) высокой дисперсностью, б) гидрофильностью, в) способностью к сорбции и ионному обмену. Глинистые минералы являются активной составной частью дисперсных горных пород. Даже небольшие содержания их влияют на такие свойства пород, как гидрофильность, прочность, водопроницаемость, пластичность, набухание.

Имея слоистую или ленточно-слоистую структуру кристаллической решетки, глинистые минералы приобретают особые свойства по сравнению с другими. Никакие другие минералы, имеющие размер $<0,01$ или $<0,001$ мм, не способны удерживать в достаточном количестве воду при увлажнении, давать пластичное тесто и формоваться, поглощать катионы и обмениваться ими с окружающей средой.

В литературе имеется значительное число классификаций глинистых минералов, построенных на кристаллохимической основе. Однако единой классификации глинистых минералов и номенклатуры отдельных минералов и их групп пока не существует. Поэтому глинистые минералы можно охарактеризовать, сведя их в несколько больших групп (табл. 24).

Согласно современным представлениям слоистая структура кристаллической решетки глинистых минералов представляет собой чередование двухмерных слоев (сеток) кремнекислородных тетраэдров и алюмогидроксильных октаэдров, сочетающихся в основном в виде двух- или трехслойных пакетов или в других вариантах. Кремнекислородные слои имеют состав Si_4O_{10} (рис. 24). Кремнекислородные тетраэдры сгруппированы таким образом, что создают гексагональную сетку, которая бесконечно повторяется в плоскости. Тетраэдры расположены так, что все их вершины обращены в одну сторону, а основания лежат в одной плоскости.

Вторая структурная единица состоит из двух слоев плотно упакованных атомов кислорода или гидроксидов, в которых атомы алюминия, железа и магния расположены в октаэдрической координации таким образом, что каждый из них находится на равном расстоянии от шести атомов кислорода или гидроксидов (рис. 25).

Сочетание тетраэдрических и октаэдрических сеток положено в основу структурных классификаций глинистых минералов. Так, к двухслойным (двухэтажным) минералам относится группа каолинита с отношением тетраэдрических слоев к октаэдрическим 1:1 и базальным расстоянием 0,7 нм (рис. 26, 27), к трехслойным (трехэтажным) — группа монтмориллонита и гидрослюд с отношением тетраэдрических и октаэдрических

Минералы глины и группы глинистых минералов в связи с их кристаллохимическим строением
[Викулова М. Ф. и др., 1973]

Тип структуры	Группа	Серия (минералы)	Структурные формулы*
<p><i>Аморфные минералы</i> <i>Кристаллические минералы</i></p> <p>Слонстый</p> <p>1. Диформный, или двухслойный (состоит из пакетов, включающих один слой кремнекислородных тетраэдров и один слой алюмогидроксильных октаэдров)</p> <p>2. Триформный, или трехслойный (состоит из пакетов, включающих два слоя кремнекислородных тетраэдров и один находящийся между ними слой алюмогидроксильных октаэдров):</p> <p>с разбухающей решеткой</p>	Аллофана	Аллофан	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$
	Каолинита Серпентина	Дιοκταэдрическая (каолинит, дикцит, накрит) Триоктаэдрическая (галлуазит, антигорит, хризотил)	$Al_2[Si_2O_5](OH)_2$ $Al_2[Si_2O_5](OH)_4 \cdot nH_2O$
	Монтмориллонита или смектита	Дιοκταэдрическая (Al-монтмориллонит, Fe-монтмориллонит — нонтронит, Сг-монтмориллонит — волконсконт) Триоктаэдрическая (Mg-монтмориллонит — сапонит, гекторит, Zп-монтмориллонит — соконит, Ni-монтмориллонит — пимелит, Си-монтмориллонит) и др.	$(Al, \frac{1}{2}Fe, Cr)_{2-x}Mg_x [(Si, Al)_4 O_{10}]_x \times (OH)_2 \cdot \left[Na \frac{1}{2} (Mg, Ca) \right]_x \cdot nH_2O$ $(Mg, Zn)_2 [Si_{4-x} Al_x O_{10}] (OH)_2 \times \left[Na \frac{1}{2} (Mg, Ca) \right] \cdot nH_2O$
	Вермикулита	Дιοκταэдрическая (вермикулит) Триоктаэдрическая (вермикулит)	$(Mg, Ca) \frac{1}{2} n H_2O (Al, Fe^{3+})_2 \times [Si_2 Al O_{10}]$

Тип структуры	Группа	Серия (минералы)	Структурные формулы*
<p>с неразбухающей решеткой</p> <p>3. Тетраформный (состоит из чередования трехслойных пакетов со слоями бруситового — гидраргиллитового типа)</p> <p>Ленточнослоистый или слоистоленточный</p> <p>Смешаннослоистый</p>	<p>Пирофиллита — талька</p>	<p>Диоктаэдрическая (пирофиллит) Триоктаэдрическая (тальк)</p>	
	<p>Гидрослюд</p>	<p>Диоктаэдрическая (гидромусковит, иллит, браммалит, глаукоцит) Триоктаэдрическая (гидробиотит, ледикит)</p>	<p>$(K, Na, Ca)_{<1} Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] \times (OH)_2 \cdot nH_2O$ $(K, Na, Ca)_{<1} (Fe^{3+}, Mg, Al)_2 \times [(Si, Al)_4 O_{10} \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O]$</p>
	<p>Хлорита</p>	<p>Диоктаэдрическая (судонты) Триоктаэдрическая (пеннин, клинохлор и др.)</p>	<p>$(Mg, Fe^{2+}, Al)_{4-6} [(Si, Al)_4 O_{10}] \times (OH)_8$</p>
	<p>Пальгорскита, или горьмитов</p>	<p>Диоктаэдрическая (пальгорскит или аттапульгит) Триоктаэдрическая (сепиолит)</p>	<p>$Mg_5 (H_2O)_4 (OH)_2 [Si_8 O_{20}] \cdot nH_2O$ $Mg_6 (H_2O)(OH)_4 [Si_{12} O_{20}] \cdot nH_2O$</p>
		<p>Упорядоченная (аллевардит, коренсит, ректорит, сангарит, тосудит) Неупорядоченная (монтмориллонит — гидрослюда, хлоритмонтмориллонит и др.)</p>	

* Количество трехвалентного железа, образовавшегося при окислении Fe^{2+} исходных слюд.

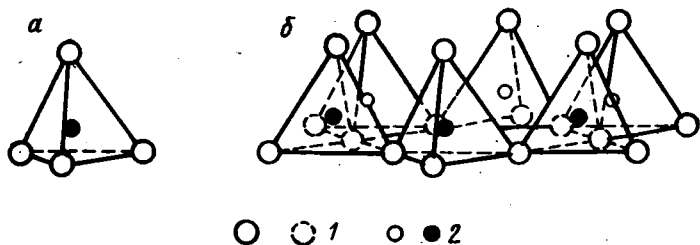


Рис. 24. Схематическое изображение отдельного кремнекислородного тетраэдра (а) и сетки кремнекислых тетраэдров, расположенных по гексагональному мотиву (б) [Грим Р. Е., 1967].

1 — кислород; 2 — кремний.

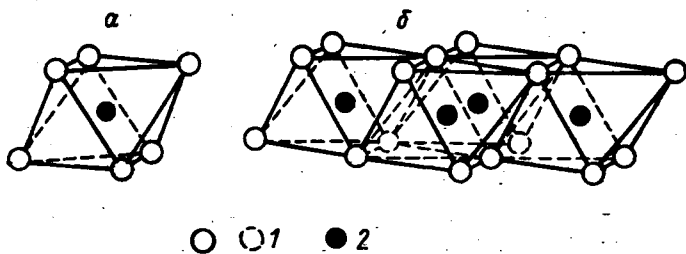


Рис. 25. Схематическое изображение отдельного октаэдра (а) и октаэдрической сетки структуры (б) [Грим Р. Е., 1967].

1 — гидроксил; 2 — алюминий, магний и т. д.

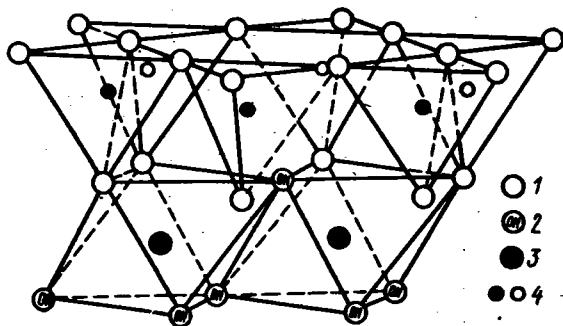
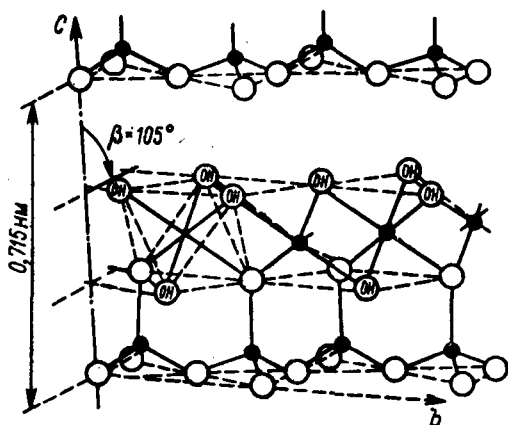


Рис. 26. Схематическое изображение каолинитового слоя [Грим Р. Е., 1967].

1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий; 4 — кремний.

Рис. 27. Структура каолинита [Грим Р. Е., 1967].

Обозначения те же, что на рис. 26.



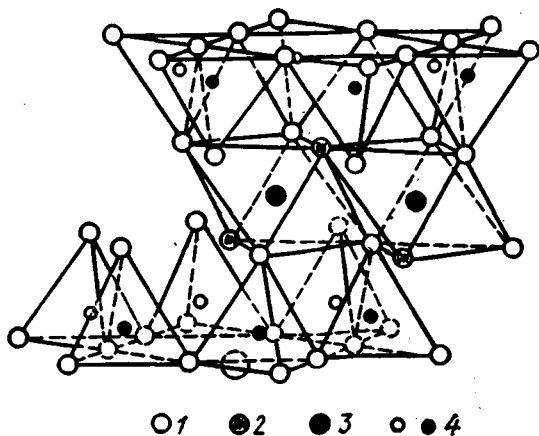
слоев 2:1 (рис. 28, 29), к четырехслойным (четырёхэтажным)— группа хлорита с отношением тетраэдрических и октаэдрических слоев 2:2 (рис. 30).

В зависимости от валентности катионов и степени заполнения ими позиций октаэдрического слоя выделяют диоктаэдрические слоистые силикаты, в которых каждый третий октаэдр в сетке пустой, а остальные заселены трехвалентными катионами, и триоктаэдрические, где все октаэдры заселены в основном двухвалентными катионами.

Содержание межпакетного пространства в глинистых минералах контролируется структурным мотивом, типом связи, существующей между слоями, и соотношением зарядов тетраэдрических сеток. Это пространство может заполняться молекулами воды, различными обменными катионами (монтмориллониты, галлуазиты, гидрослюда и др.), только крупными катионами калия, натрия, кальция и др. (слюда) или вообще пустует

Рис. 28. Схематическое изображение структуры слюды.

1 — кислород, 2 — гидроксил, 3 — алюминий, 4 — кремний.



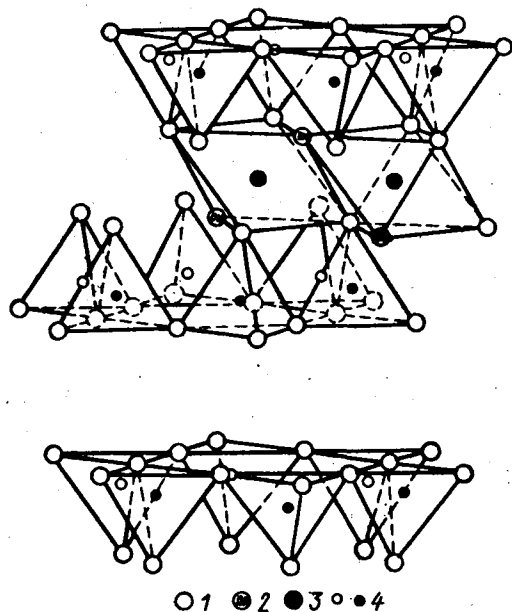


Рис. 29. Схематическое изображение структуры монтмориллонита [Грим Р. Е., 1967].

1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий, железо, магний; 4 — кремний, иногда алюминий.

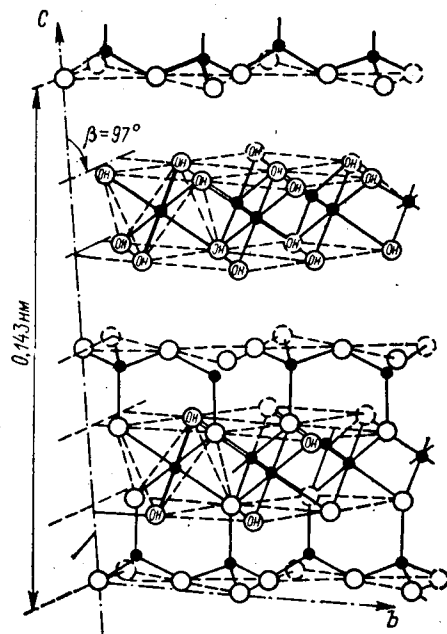


Рис. 30. Схематическое изображение структуры хлорита [Грим Р. Е., 1967].

(каолиниты, пиррофиллиты, тальк, хлориты). У гидрослюдов в межслоевых промежутках находятся преимущественно крупные катионы (K^{2+} и Na^{2+}) с ионной формой связи, компенсирующие отрицательный заряд, возникающий при замещении в тетраэдрах Si^{4+} на Al^{3+} . У монтмориллонитов в межслоевых промежутках располагаются катионы обменного комплекса и молекулы воды, гораздо слабее связанные с пакетами, чем в гидрослюдах. У каолинитов слои нейтральные, а между гидроксилами и кислородом соседних слоев возникают водородные связи. В хлоритах та же роль, что и межслоевые катионы и молекулы воды в других слоистых силикатах, играют гиббситоподобный и бруситоподобный слои. Минералы с ленточнослоистым типом структуры построены как и трехслойные, но силикатные слои вытянуты в одном направлении и образуют цепочки или ленты, соединяющиеся друг с другом.

В минералогии слоистых силикатов рассматриваются так называемые смешаннослоистые образования. Смешаннослоистые глинистые минералы * — это образования, у которых чередуются слои и пакеты различного типа, причем упорядоченность чередования может быть различна. Устанавливаются как упорядоченные, так и неупорядоченные смешаннослоистые образования. Для упорядоченных смешаннослоистых минералов используют специальные названия (сангарит, корренсит, аллевардит, тосудит, ректорит), неупорядоченные обозначаются сочетанием названий минералов, из типов слоев которых построен смешаннослоистый минерал.

В глинистых минералах различают три группы структурных изменений:

1) полиморфное превращение — происходит полная перестройка структуры с изменением координации катионов;

2) политипия — изменяется положение структурных элементов (слоев, пакетов) друг относительно друга при сохранении структуры внутри этих элементов (сохранение структурного мотива, координационного числа и пр.);

3) упорядочение — изменяется распределение катионов, а каркас полностью сохраняется.

Глинистые являются одной из наиболее сложных по составу групп осадочных пород и представляют один из самых трудных объектов для петрографо-минералогического изучения.

Изучение глинистых пород и составляющих их глинистых минералов в настоящее время становится одним из обязательных этапов в различных направлениях геологических изысканий. Анализируя причины интенсивного изучения глинистых

* Смешаннослоистый характер глинистых минералов выражается чередованием однотипных структур разной дефектности, существованием межслоевых промежутков различной природы и наличием разных структурных типов построек. Иногда все три структурные вариации присутствуют в комбинации.

отложений, можно указать главные из них. Прежде всего глинистые породы являются полезными ископаемыми, находящими широкое применение в различных отраслях промышленности (строительных материалов, керамической и др.), а также в качестве адсорбентов, поглотителей и наполнителей. Кроме того, нельзя не отметить значение глин как нефтепроизводящих, нефтематеринских отложений. Роль их в судьбе отмершего органического вещества велика. Изучение морских и океанических отложений показало, что глинистое и органическое вещество накапливаются вместе. Это обусловлено не только близкими размерами органических и глинистых частиц, но и определенным сродством вещества глинистой и органической природы, образующих прочные органоглинистые комплексы. На стадиях седиментогенеза—диагенеза в системе органическое вещество — глинистый материал существует равновесие. В стадию катагенеза в этой системе наступает глубокий сдвиг равновесия. Происходит значительное изменение физико-химических и минеральных характеристик органических веществ, приводящих к радикальной перестройке его, проявляющейся в усиленном новообразовании жидких и газообразных углеводородов. Идет глубокая переработка органического вещества: вначале гумификация, а затем термолиз детритного и термокатализ сорбированного органического вещества. Происходит интенсивное новообразование газообразных и жидких углеводородов и их миграция из глинистой породы (главная фаза нефтеобразования).

Таким образом, глины играют важную роль в генезисе нефтяных углеводородов. Глинистые отложения являются не только нефтепроизводящими, но и нефтеэкранирующими горизонтами. Они являются экранами на путях миграции нефтяных и газовых флюидов, контролируя распределение газовых и нефтяных скоплений в различных стратиграфических комплексах осадочного покрова нефтегазоносных бассейнов.

Кроме практического значения изучение глинистых отложений имеет большое теоретическое значение, определяемое тем, что они являются показателями условий образования заключающих их осадков или пород. Устанавливаются генетические связи глинистых минералов с материалом областей сноса и с конкретными обстановками седиментогенеза [Викулова М. Ф., Звягин Б. Б., 1965 г.].

В последние годы выяснилось огромное значение глинистых пород и минералов в определении стадий осадочного породообразования, для которых они играют роль чутких индикаторов [Коссовская А. Г. и др., 1963; Котельников Д. Д., 1965 г.].

Нельзя не сказать о значении изучения глинистых отложений для оценки инженерно-геологических свойств грунтов при возведении различных сооружений на глинах. В прочносвязанных грунтах состав глинистых минералов является важным фактором, определяющим многие свойства этих грунтов.

1. МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

В целом макроскопическое описание глинистых пород производится по общей схеме, близкой к описанию обломочных пород, однако здесь имеется ряд отличительных особенностей (табл. 25).

1. При макроскопическом описании определяют водно-физические свойства глин — размокаемость и пластичность. Если кусок глинистой породы, помещенный в воду, размокает сразу или спустя 1—20—30 мин, то ее называют глиной, в противном случае это или уплотненная глина, если она размокает в течение нескольких часов или суток, или аргиллит, или глинистый сланец, если она не размокает. При определении пластичности порошок породы замешивают с водой и тесто раскатывают между пальцами. Настоящие глины раскатываются в очень тонкую нить, тяжелые суглинки в более толстую, легкие суглинки в нить, диаметром 2—3 мм, а супеси не раскатываются. Толщина нити является мерой глинистости и пластичности.

2. Минеральный состав глин макроскопически определяется приблизительно. Однако в условиях полевой работы с глинистыми породами часто бывает важно быстро установить их минеральный состав и степень промышленной ценности. Большая часть глинистых пород представляет собой сложную смесь нескольких минералов, что делает трудным или невозможным их полное определение. Глинистые же породы, приближающиеся к мономинеральным или мономинеральные (каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые), могут быть определены довольно точно без сложных исследований.

При макроскопическом определении минерального состава нередко используют свойство разбухаемости глинистых пород. Каолинитовые глины в воде не разбухают, сухие, жирные на ощупь. Гидрослюдистые в воде не разбухают, но распадаются на мелкие комочки, чешуйки и пластинки. Монтмориллонитовые глины сильно набухают (до десятикратного увеличения объема) и превращаются из плотной породы в желеобразную массу. Капля воды на поверхности вызывает вспучивание у бентонитовых глин; флориновые глины в воде распадаются на угловатые кусочки. Примесь щелочноземельных элементов в монтмориллонитах снижает набухание.

В целом по возрастанию интенсивности набухания глинистые минералы образуют ряд: каолинит — галлуазит — гидрослюды — монтмориллонит. В числовом выражении значение свободного набухания глинистых минералов колеблется от 5—60 % для каолинита до 140—200 % для монтмориллонита. В пределах одной группы минералов, содержащих обменные катионы, значение набухания меняется в зависимости от состава, увеличиваясь от одновалентных катионов к трехвалентным.

Схема для визуального определения глинистых пород в полевых условиях

Рыхлые → глины (связные)	вскипают* → карбонатные глины	в воде разбухают; тесто, замешанное водой, раскатывается в тонкую нить → тонкодисперсные глины
	не вскипают → некарбонатные глины	тесто, замешанное с водой, раскатывается в толстую нить → грубодисперсные, але- вристые и песчаные глины в воде плохо разбухают или не разбухают — не пластичны → окаменевшие глины, аргиллитоподобные глины капля воды на поверхности вызывает вспучивание → бентонитовые глины в воде распадаются на угловатые кусочки → флоридиновые глины
Цементиро- ванные → аргиллиты (однород- ные или слоистые, крепкие)	вскипают → карбонатные аргил- литы	в воде не размокают или размокают с большим трудом
	не вскипают → некарбонатные аргил- литы	
Метамор- физованные → глинистые сланцы (сланцеватые, плит- чатые, очень креп- кие)	вскипают → карбонатные глини- стые сланцы	в воде не размокают
	не вскипают → некарбонатные гли- нистые сланцы	

* Реакция на вскипание проводится с соляной кислотой.

3. Большое внимание при макроскопическом исследовании уделяется цвету, помогающему нередко определению их состава. Отмечается цвет, как правило, во влажном состоянии. Каолинитовые глины отличаются обычно светлой окраской — от белой до желтой или серой. Они могут быть представлены как высокопластичными разностями, так и иметь пониженную пластичность. Монтмориллонитовые и бейделлитовые глины нередко восковидные высокопластичные, просвечивающие в тонких краях. Они окрашены в голубовато-зеленоватые, сероватые, реже желтоватые цвета. Гидрослюдистые глины малопластичны и характеризуются обычно разнообразной по тонам и интенсивности окраской, они часто пестроцветные. Гидроокислы и окислы железа окрашивают глины в различные оттенки желтого, красного и фиолетового цветов. Окислы марганца придают им розоватую или буроватую окраску. Примесь битумов сообщает глине светлые коричневатые тона. Гуминовые соединения придают глинам окраску от серой до черной.

4. Структурные особенности глин и степень их дисперсности при макроскопическом определении оценивают ориентировочно, по пластичности (см. выше).

5. Текстуры глин изучаются путем наблюдения над слоистостью и напластовыми образованиями. Дается детальное описание слоистости, определяется ее морфологический тип, делаются измерения мощностей слоев и серий, зарисовки и фотографии. Наблюдения над другими текстурами (знаки волн, трещины усыхания, гьероглифы и др.) также сопровождаются детальными описаниями и измерением их ориентировки в пространстве.

6. При характеристике глинистых пород обычно отмечают отдельность и излом. В свежем влажном состоянии глины и глинистые породы не имеют отдельности (или она плохо выражена), а при высыхании распадаются на куски различной формы и размеров. В слоистых глинах часто наблюдается плитчатая или листоватая отдельность. Неслоистые глины распадаются на куски угловатой, комковатой, ореховидной или эллипсоидальной формы, т. е. имеют угловатую, комковатую и другие виды отдельности. В уплотненных глинах и аргиллитах встречаются скорлуповатая, желвакообразная, плитчатая и другие отдельности. При описании глинистых пород отмечается излом. Тонкодисперсные глины обычно имеют гладкий, матовый, шелковистый, гляцевитый, раковистый, чешуйчатый излом. Глины, содержащие алевритовую примесь, — землистый, неровный, шероховатый излом, песчаные глины — зернистый и неровный. Сильно уплотненные глины имеют гладкий, матовый, раковистый и яшмовидный излом. Глинистые и аспидные сланцы отличаются наличием сланцеватости и плитчатости, кровельные — тонкой плитчатости, филитоподобные в изломе имеют шелковистый отлив.

При визуальном определении глинистых пород в полевых условиях можно пользоваться помещенной выше схемой (см. табл. 25).

Лабораторные методы изучения глинистых пород необходимы для определения названия породы и выяснения ее минерального состава, текстуры и структуры. Для этого необходимы следующие анализы:

- а) минералого-петрографический в шлифах;
- б) исследование в иммерсии ориентированных препаратов;
- в) реакции окрашивания глинистых отложений;
- г) гранулометрический;
- д) термический;
- е) рентгеноструктурный.

2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Минералого-петрографический анализ (изучение шлифов) глинистых пород является одним из важнейших методов исследования глин. Этот метод дает представление о породе в целом, когда естественные связи компонентов не нарушены, структура и текстура сохраняются полностью. Микроскопическое исследование позволяет ориентировочно определить минеральный тип глинистых пород и наметить ход и объем дальнейших исследований. В шлифе можно определить:

а) минеральный тип глинистых отложений (часто предположительно);

б) минеральный состав обломочного материала и аутигенных неглинистых минералов;

в) микроструктуру;

г) микротекстуру;

д) характер органических остатков;

е) распределение минеральных и органических включений и тонкодисперсного органического вещества, а также их взаимоотношение друг с другом и с основной глинистой массой;

ж) наличие процессов замещения одних минералов другими, в том числе глинистыми.

В целом может быть рекомендована такая последовательность описания шлифа глинистых пород.

1. Оценивается соотношение глинистого и обломочного материала в породе визуально либо с применением для определения соотношений названного материала трафаретов (см. рис. 3, 4) или (при точном определении) окулярных сеток.

2. Определяется минеральный тип глинистой породы (т. е. характеристика основной массы). Указывается цвет глинистой массы, степень структурной и текстурной однородности. Для определения минерального состава основной массы используются такие оптические свойства, как двупреломление и показатель преломления* (табл. 26).

* В случае олигомиктового или полимиктового состава такие определения нужно выполнять для участков различного состава и строения.

О двупреломлении глинистых минералов судят по участкам шлифа, в которых видна наиболее совершенная ориентировка агрегатов глинистых частиц. Каолинит в тонкодисперсной массе почти изотропен, мелкочешуйчатый, имеет двупреломление 0,005—0,006. Крупночешуйчатый каолинит имеет более высокое двупреломление — до 0,008—0,009. Гидрослюда и монтмориллонит характеризуются средним двупреломлением — 0,012—0,035.

Показатель преломления агрегатов глинистых частиц определяется путем сравнения с показателем преломления канадского бальзама (КБ, $n=1,540$) или зерен кварца. Каолинит и гидрослюда имеют показатель преломления выше, чем КБ, монтмориллонит как выше, так и ниже, чем КБ.

3. Определяется микротекстура основной массы. Надо отметить, что микротекстуры в глинистых породах выделяются по различным признакам. Представляется целесообразным прежде всего выделять текстуры на основе формы агрегатов глинистых частиц и их взаимного расположения. Форма агрегатов является косвенным признаком, в ряде случаев помогающим определению минерального типа глинистых отложений. Агрегаты гидрослюд часто имеют щеповидную форму, монтмориллонит образует нередко сноповидные и веерообразные агрегаты. При анализе агрегатов глинистых частиц характеризуется их взаиморасположение. В случае хорошо раскристаллизованной глинистой массы степень ориентировки частиц глинистого вещества устанавливается легко. В тонкодисперсной массе ориентированная текстура определяется в шлифах по одновременному погасанию глинистой массы в скрещенных николях*.

Указанный признак нередко используется для оценки гидродинамического режима бассейна накопления глинистого осадка. При отсутствии коагуляции и медленном осаждении глинистые частицы ложатся параллельно наслоению, создавая ориентированные макро- и микротекстуры. Ориентированные текстуры образуются в морском бассейне вне зоны взмучивания и в застойных или спокойных с медленным течением пресноводных бассейнах. Глинистые отложения прибрежной зоны моря и пресноводных бассейнов с активным гидродинамическим режимом характеризуются слабой степенью ориентировки** глинистых частиц или ее отсутствием (табл. 27).

Другие микротекстуры глинистых пород выделяются по характеру слоистости, распределению обломочного материала и пигментирующих соединений (см. табл. 27).

* Степень ориентировки в глинистых отложениях оценивается не только оптическим методом, но и рентгеновским [Котлов В. Т., Соколов Б. А., 1975].

** Ориентировка глинистых минералов может быть и вторичной. В глинистых сланцах (стадия метазенеза) проявляется кливаж течения, гидрослюдистые и серцитовые чешуйки располагаются параллельно своими длинными размерами и перпендикулярно к направлению давления, вызывая эффект одновременного прямого угасания породы в шлифе.

Оптические и другие свойства глинистых

Группа	Минералы	Светопреломление			$n_g - n_p$	$2V$
		n_g	n_m	n_p		
Аллофана	Аллофан	(1,480—1,490)			Изотропный	—
Каолинита	Каолинит	1,560— 1,570	1,559— 1,565	1,553— 1,563	0,006— 0,009	(—) 20—55°
	Диксит	1,568	1,562	1,561	0,007	(+) 52—82°
	Накрит	1,563	1,562	1,557	0,006	(—) 40—90°
	Галлуазит	1470— 1550	1470— 1550	1470— 1550	Низкое, почти изотропный	—
Гидрослюд	Гидромусковит (серицит)	1,580— 1,600		1,545— 1,590	0,030— 0,040	Небольшой
	Гидробиотит	1,582— 1,630		1,545— 1,590	0,033— 0,037	(—) Небольшой или 0
	Иллит (по Р. Е. Гриму)	1,570— 1,670		1,545— 1,630	0,022— 0,055	(—) Небольшой
	Глауконит	1,570— 1,660		1,545— 1,630	0,022— 0,030	(—) 0—20°
	Селадонит	1,638	1,630	1,625— 1,608	0,013— 0,030	(—) Небольшой
	Сколит	1,586	1,581	1,559	0,027	(—) 0—90°

минералов [Логвиненко Н. В., 1974 г. и др.].

Удлине-ние	Погасание	Цвет, плеохронизм	Форма агрегатов	Состав
—	—	Бесцветный, зелено-бурый, бледно-голубой	Агрегаты, землистые массы	$Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ аморфный
+	Почти прямое $sp_p = 1 \div 4^\circ$ $ap_m = 2 \div 3^\circ$	Бесцветный, желтовато-буроватый	Псевдогексагональные пластинки, вермикулитоподобные агрегаты, чешуйки	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$
+	Косое $sp_p = 7 \div 13$ $ap_m = 15 \div 22$	Бесцветный	Псевдогексагональные пластинки	То же
+	Косое $sp_p = 8-10$ $ap_m = 10-12$	Бесцветный	То же	»
—	—	Бесцветный, сероватый, голубоватый, зеленоватый	Листочки, чешуйки, розетки	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot nH_2O$
+	Прямое	Бесцветный	Чешуйки, листочки	Промежуточный между слюдами и монтмориллонитом
+	Прямое	Бурый, яблочно-зеленый, желто-зеленый	Листочки	То же
?	—	Бесцветный, бурый, желто-бурый	Чешуйки	»
+	—	Зеленый, желто-зеленый, Зеленый	Агрегаты мельчайших чешуек Пластинки, чешуйки, волокна, коллоидные агрегаты	$K(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+}) \times [Si_4O_{10}(OH)_2 + K(Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ $K(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+}) \times [Si_4O_{10}(OH)_2 + K(Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}(OH)_2]$
?	—	Зеленый		

Группа	Минералы	Светопреломление			$n_g - n_p$	2V
		n_g	n_m	n_p		
Монтмориллонита	Монтмориллонит	1,513— 1,565 чаще 1,530— 1,565	1,513— 1,565	1,487— 1,543	0,014— 0,032 чаще 0,020— 0,025	(-) 15—25°
	Нонтронит	1,585— 1,655	1,585— 1,650	1,560— 1,625	0,020— 0,030	(-) От ма- лого до большого, чаще 25—35°
Хлорита	Пеннин		1,570— 1,580		0,003	(±) Малый
	Делессит		1,590— 1,61		0,000— 0,004	(-) 0°
	Клинохлор		1,57— 1,59			(+) 0—40°
	Рипидолит		1,61— 1,63		0,001— 0,004	(+) Малый
	Тюрингит		1,65— 1,68		0,004— 0,010	(-) Малый
	Шамозит		1,62— 1,66		0,010— 0,010	(-) Малый
Пальгорскита	Пальгорскит	1,512— 1,560	—	1,505	0,007 до 0,020	
	Сепиолит	1,525— 1,547	—	1,515— 1,520 до 1,536	0,009— 0,015 до 0,032	(-) 0—60°

Удлине-ние	Погасание	Цвет, плеохроизм	Форма агрегатов	Состав
	$сn_p = 0$	Бесцветный	Пластинки, чешуйки, волокна	$m(Mg_3)[Si_4O_{10}(OH)_2$ $\{p(Al, Fe^{3+})_2[Si_4O_{10}(OH)_2 \times$ $\times nH_2O\}$
+	$сn_p = 0$	Светло-желтый, желто-зеленый, оливково-зеленый, бурый	Волокна, чашуйки	$Fe_2[Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
+	$сn_g = 0$	Зеленый, красный, фиолетовый, белый		$(Mg, Fe)_2Al[AlSi_3O_{10}(OH)_8$
-	$сn_p = 0 \div 7^\circ$	Зеленый, розовый $n_g \geq n_m >$ $> n_p$		
+	$сn_g = 2^\circ$	Зеленый, розовый, белый $n_g < n_m \leq$ $\leq n_p$		$(Mg, Fe)_4Al[AlSi_3O_{10}(OH)_8$
+	-	Голубовато-зеленый, оливково-зеленый $n_g < n_m =$ $= n_p$		$(Mg, Fe, Al)_3Mg_3[Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}(OH)_8$
	-	Оливково-зеленый до темно-зеленого $n_g \geq n_m >$ $> n_p$		$Fe_{3,5}^{2+}(Al, Fe^{3+})_{1,5} \times$ $\times [Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}]$
-+	-	Темно-зеленый до черного $n_g \geq n_m >$ $> n_p$		$Fe_4^{2+} Al [Si_3Al, O_{10}(OH)_8 \cdot nH_2O$
		Бесцветный	Спутанно-волоконистый	$MgAl_2[Si_4O_{11}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
+	$сn_g = 0$	Бесцветный, бледно-желтый	Волокна, чешуйки	$Mg_3[Si_4O_{10}]H_2O \cdot nH_2O$

Группа	Минералы	Светопреломление			$n_g - n_p$	2V
		n_g	n_m	n_p		
Смешанно-слоистых образований	Бейделлит	1,531— 1,600 чаще 1,536— 1,565	—	1,494— 1,559	0,040— 0,042	(—) Не- большой

Микроструктуры и микротекстуры, наиболее

Микроструктура	Характеристика
<p><i>Пелитовая</i></p> <p>1. Мегапелитовая</p> <p>2. Лептопелитовая:</p> <p>а) однородная</p> <p>б) неоднородная (колломорфная):</p> <p>б₁) ооидная</p> <p>б₂) оолитовая</p> <p>б₃) порфиробластовая</p> <p>б₄) брекчиевидная</p> <p>б₅) конгломератовидная</p> <p>б₆) гравелитовидная</p>	<p>Первые четыре микроструктуры выделяются по содержанию глинистой массы и обломочных частиц</p> <p>Первая характерна для тонкодисперсных пород, сложенных почти исключительно (не менее 95 %) частицами <0,01 мм. Три остальные содержат 5—50 % обломочных частиц разного размера</p> <p>В однородной глинистой массе содержатся округлые и неправильные безъядерные формы (ооиды) или оолиты, имеющие концентрическое строение (б₁—б₂). В однородной массе содержатся крупные агрегаты, вермикулитоподобные сростки (б₃). Структуры б₄—б₆ характеризуются наличием в глинистой массе угловатых, округлых и овальных участков, сложенных глинистым веществом и заключенных в глинистой массе (размер участков различен*)</p>
<i>Алевропелитовая</i>	Порода содержит обломочный материал алевритовой размерности (0,05—0,005 мм) в количестве от 5 до 50 %
<i>Псаммопелитовая</i>	Порода содержит обломочный материал псаммитовой размерности (1—0,05 мм) в количестве 5—50 %
<i>Алевропсаммитопелитовая</i>	Порода содержит обломочный материал алевритовой и псаммитовой размерности в количестве от 5 до 50 %
<i>Фитопелитовая</i>	Характеризуется присутствием в глинистой массе заметного количества форменных элементов растительных остатков
<i>Реликтовая</i>	Характеризуются наличием остатков структур материнских пород или минералов в виде неразрушенных и полуразрушенных зерен, при этом первичный материал полностью замещен глинистым
Смешанные структуры	Порода содержит фрагменты названных микроструктур

* Структуры возникают в процессе диагенеза, при перераспределении глинистого глинистых обломков недалеко от места разрушения.

Удлине-ние	Погасание	Цвет, плеохроизм	Форма агрегатов	Состав
—		Бесцветный, желтовато-розовый	Чешуйки, пластинки	$Al_2(OH)_2[Al, Si_3O_9(OH)] \cdot nH_2O$

ТАБЛИЦА 27

распространенные в глинистых породах

Микротекстура	Характеристика
Ориентированная	Выделяется в глинистых породах, имеющих параллельное или субпараллельное соотношение агрегатов глинистых частиц или характеризующихся эффектом одновременного угасания при скрещенных николях
Неориентированная	Глинистая масса пород не имеет перечисленных выше признаков. Характеризуется наличием разнородных компонентов: глинистых микропрослоев разной окраски или состава, или глинистых прослоев и прослоев, сложенных обломочными или другими частицами. Характер границ между компонентами может быть непрерывным или прерывистым. Связана с распределением в глинистой массе мелких линзочек обломочного материала
Слоистая, горизонтально-слоистая, прерывистая (штриховатая), непрерывная, линзовиднослоистая	
Пятнистая, чешуйчатая, хлопьевидная, струйчатая	Текстура выделяется в зависимости от характера и распределения пигментирующей примеси, главным образом гидроокисных соединений железа или органических соединений
Очковая, гнездовидная, линзовидная	Характерна для пород, содержащих обломочный материал. Текстуры выделяются в зависимости от характера распределения в породе обломочного материала в виде правильных пятен-очков, гнезд или линз
Смешанные микротекстуры	Присутствуют разные типы микротекстур

вещества в породе и его перекристаллизации по трещинам, вследствие переотложения

4. Микроструктуру глинистых пород выделяют по сочетанию основной массы и обломочных частиц в глинах (пелитовые, алевро- и псаммо-пелитовые микроструктуры, а также гравелитовые, конгломератовые и др.). Их характеристики приведены в табл. 27,

5. Обломочный материал в глинистых отложениях характеризуется присутствием кварца, полевых шпатов, слюды, глауконита и др. Кроме содержания глинистого и обломочного материала, определенного с помощью окулярной сетки или трафаретов, и состава для минералов обломочного происхождения указываются: размер, определяемый с помощью микрометричной окулярной линейки с известной ценой деления, характер распределения в глинистой массе, степень сохранности, характер взаимоотношения с различными аутигенными минералами.

6. Характеристику неглинистого преимущественно аутигенного материала получают петрографическим анализом, который дает возможность определить состав и характер распределения аутигенной примеси. К числу наиболее распространенных минералов относятся: сульфиды, окислы кремния, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, титана, карбонаты, сульфаты, фосфаты, цеолиты, галоиды.

Сульфиды. Наибольшим распространением пользуются сульфиды железа и меди: гидротроилит, мельниковит, пирит, марказит, пирротин. Гидротроилит ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) встречается в виде тонкодисперсного вещества черного цвета, мельниковит (FeS_2) в виде скрытокристаллического вещества черного или серо-черного цвета в современных глинистых отложениях, пирит и марказит (FeS_2) встречаются в виде кубических, октаэдрических кристаллов, микроагрегатов, глобуль-фрамбондов и конкреций. Сульфиды меди обычно встречаются совместно с сульфидами железа в виде конкреционных стяжений, сгустков, мелких рассеянных включений, псевдоморфоз по растительным остаткам.

Окислы кремния. В глинистых отложениях встречаются различные модификации кремнезема (опал, кристобалит, халцедон, кварц). Они образуют жилки, натеки, мельчайшие глобули (опал, кристобалит), радиально-лучистые стяжения (халцедон), стяжения и скопления хорошо окристаллизованных кристаллов (кварц).

Окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия и титана. Окислы и гидроокислы железа — магнетит, гематит, гетит, гидрогетит — встречаются в глинистой массе в тонкорассеянном состоянии, в виде точечных включений, пленок, прожилков и выделений различной формы. Окислы и гидроокислы марганца широко распространены в глинистых отложениях, часто в смеси с железистыми минералами в виде агрегатных скоплений, рассеянной вкрапленности в массе глин, пленок на поверхностях наслоения, в трещинах и в виде других форм. Окислы и гидроокислы алюминия — гиббсит и диаспор — встречаются в небольших количествах преимущественно в каолинитовых

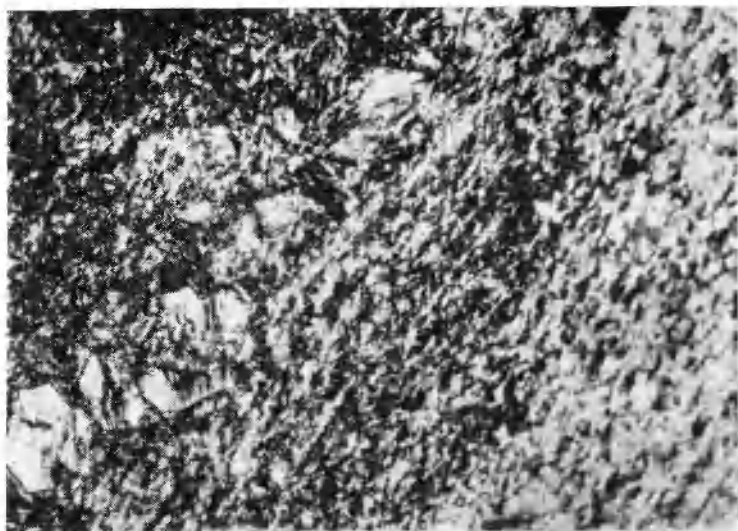


Рис. 31. Гидрослюдистая «сняя» кембрийская глина с включениями аутигенного гипса.

Саблино, Ленинградская обл. Увел. 100 \times , шпатель скреплен.

глинах, возникающих в основном в теплом и жарком гумидном климате. Окислы и гидроокислы титана — рутил, анатаз, брукит, лейкоксен — встречаются часто в глинистых породах, однако петрографически определяются редко, точное определение их возможно только рентгеновским анализом.

Карбонаты. Кальцит, доломит, сидерит встречаются в виде разрозненных зерен, прожилков агрегатов, скопленений в виде конкреций или равномерно рассеяны в породе.

Сульфаты. Гипс, ангидрит, целестин, барит наблюдаются в виде прожилков, тонковолокнистых образований, крупнокристаллических друз, микровключений, микроконкреций (рис. 31). Ярозит встречается в виде конкреций, налетов; алузит — в виде тонкозернистых, землистых, волокнистых масс, иногда мелких кристаллов.

Фосфаты часто присутствуют в глинистых отложениях. Они образуют псевдоморфозы по органическим остаткам, прослой, скопления сферического, почковидного или иного облика.

Цеолиты (анальцит, филлипсит, морденит и др.) чаще всего встречаются в морских отложениях, где возникают за счет изменения продуктов вулканической деятельности, а также в глинистых породах, прошедших стадию раннего катагенеза. На стадии позднего катагенеза появляются маловодные существенно кальциевые цеолиты — ломонтит и сколецит.

Галюиды (чаще всего галит, сильвин, карналлит) присутствуют в виде кристаллических агрегатов, зерен, линз, слоев.

Чаще всего встречаются в глинистых породах соленосных отложений.

Отдельные аутигенные минералы или парагенетические ассоциации их указывают на фациальные условия осадконакопления, на характер и направленность эпигенетических изменений пород.

3. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ В ШЛИФАХ

Глина. Карбон, тульская свита (Боровичи). Макроскопическое описание. Глина серого цвета, полупластичная, однородная, с неровным шероховатым изломом; от HCl не вскипает, раскатывается в рвущуюся нить; содержит углефицированные остатки растений.

Микроскопическое описание. Порода состоит из глинистой основной массы (60 %) и значительного количества терригенной примеси (40 %). Глинистое вещество имеет однородную коричнево-желтоватую окраску. Состав глинистого материала, по-видимому, не однороден. Встречаются участки (в сумме ~60 %, принимая глинистую часть за 100 %), состоящие из тонкодисперсной массы с низким двупреломлением (почти изотропной) и светопреломлением заметно больше, чем у КБ (очевидно, каолинит), и участки (~40 %), состоящие из хорошо окристаллизованной глинистой массы с отчетливо выраженными обособленными друг от друга вытянутыми субпараллельными агрегатами. Показатель преломления агрегатов глинистых частиц больше, чем у КБ, двупреломление среднее, цвета интерференции желтые (вероятно, гидрослюда).

Алевритовая примесь составляет ~40 %. Зерна размером 0,03—0,05 мм распределены неравномерно и имеют следующий состав: угловатые и окатанные зерна кварца, разложенные угловатые зерна полевого шпата и чешуйки слюды.

Резюме. Алевритовая гидрослюдисто-каолинитовая глина с алевритопелитовой структурой и ориентированной текстурой в участках развития гидрослюда (рис. 32, а, б).

Глина часовьярская. Полтавская серия неогена (Донбасс). Макроскопическое описание. Глина серовато-белая, пластичная, вязкая, хорошо режется ножом, часто с блестящими поверхностями скольжения; излом неровный, иногда скорлуповатый; от HCl не вскипает, раскатывается в тонкую нить (тонкодисперсная).

Микроскопическое описание. Структура пелитовая, неоднородная. Основная масса при одном николе серовато-желтоватая, в скрещенных николях обнаруживает низкое двупреломление (серые цвета интерференции), местами наблюдается волнистое погасание — волнисто-чешуйчатые участки шлифа. Показатели преломления больше, чем у КБ, двупреломление низкое (каолинит? гидрослюда?).

В небольшом количестве встречаются зерна кварца и каолинизированного разложенного полевого шпата (1—3 %) алевритовой размерности (0,01—0,03 мм), единичные зерна аксессуарных минералов (циркона и рутила) и глобулы пирита.

Резюме. Глина тонкодисперсная каолинитовая (?).

Глина каолинитовая — первичный каолин (Глуховецкое месторождение УССР). Макроскопическое описание. Глина белая, жирная на ощупь, пластичная, с примесью мелких зерен кварца песчаной и алевритовой размерности; от HCl не вскипает, раскатывается в тонкую нить.

Микроскопическое описание. Структура пелитовая, более или менее однородная. Местами встречаются довольно крупные вермикулитоподобные (воротниковые) кристаллы каолинита (?) с $n > 1,540$ и низким двупреломлением. В основной массе рассеяно небольшое количество зерен кварца с корродированной поверхностью и зерен разложенного (каолинизированного) полевого шпата алевритовой и песчаной размерности. Количество примесей достигает 5—7 %.

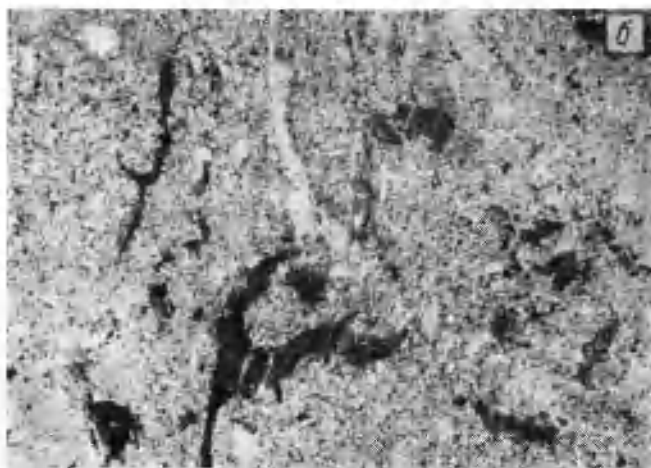
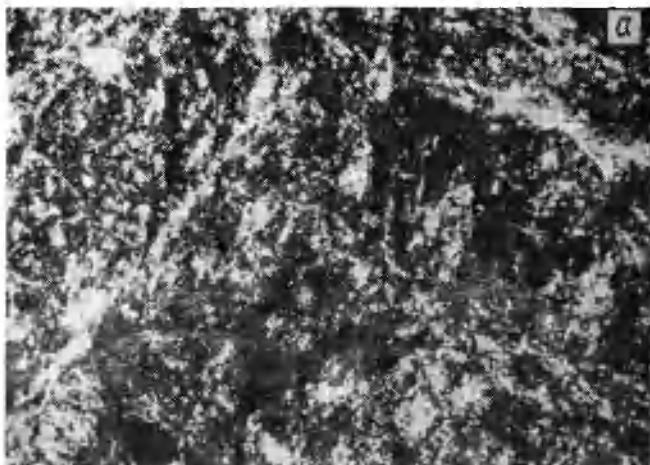


Рис. 32. Алевритовая гидрослюдисто-каолинитовая глина с алевритовой структурой и слабоориентированной текстурой в участках развития гидрослюд. Заметны углефицированные органические остатки.

г. Боровичи, карьер Устье Брынкино, каменноугольные отложения. Увел. 100 X.
а — николи скрещены, б — николи 1.

Резюме. Глина каолинитовая тонкодисперсная с алевро-песчаными примесями (рис. 33).

Глинистый сланец. Средний карбон (Донецкий бассейн). Макроскопическое описание. Порода темно-серого цвета, сланцеватая. Сланцеватость развивается по напластованию, в результате чего порода расщепляется на тонкие плитки толщиной < 10 мм. На плоскостях напластования масса листочков слюды и мелкий углефицированный детрит растений, от НС1 не вскпает, в воде не размокает.

Микроскопическое описание. Основная масса породы сложена мелкими чешуйками гидрослюды и срицита (?), $n > 1,540$, двупреломление среднее и высокое. Чешуйки ориентированы перпендикулярно к напластова-

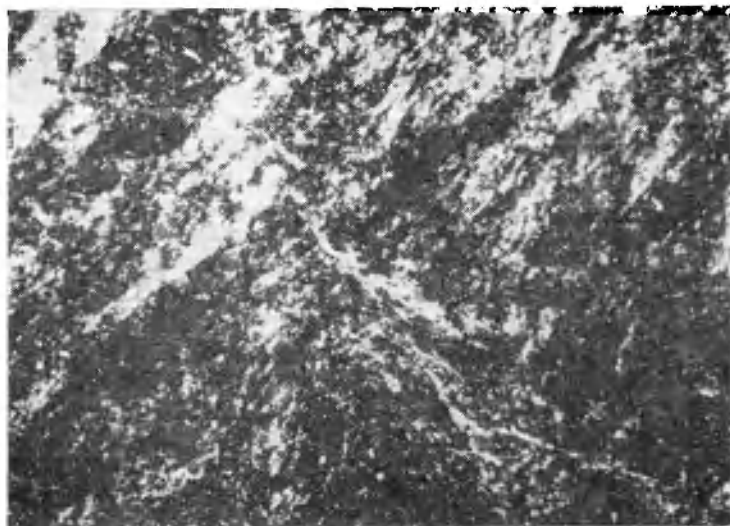


Рис. 33. Каолинистая глина. Крупночешучатые агрегаты (светлое) и тонкодисперсная масса (черное) с единичными зернами кварца. Глуховское месторождение перламутровых каолинов. Увел. 100 \times , пикколи скрещены.

ливо своими длинными размерами, что обуславливает эффект прямого и одновременного угасания породы в шлифе (кливаж течения).

В небольшом количестве встречаются зерна кварца, остроугольные, алевритовой размерности, редко полевые шпаты с тонкими полисинтетическими двойниками, $n < 1,510$, вероятно, кислые плагиоклазы. Присутствуют также листочки мусковита и хлорита, однако их очень мало ($< 1-2\%$), в то время как на плоскостях напластования мусковита довольно много. Оптические свойства мусковита обычные. Местами встречается выделение вторичного кварца в виде мелких агрегатов. По углефицированному растительному детриту развивается пирит в виде мелких глобуль-фрамбондов. Отмечены единичные зерна аксессуарных минералов (циркон). Структура пелитовая ориентированная.

Содержание, %: гидрослюд--серпичита (?) 80-85, кварца 5, полевых шпатов 2, мусковита 1-2, вторичного кварца 2-3, пирита 1,5, углефицированного детрита 3.

Резюме. Глинистый гидрослюдисто-серпичитовый (?) сланец зоны метатенеза (района антрацитовых углей) (рис. 34).

Филитоподобный сланец. Нижний карбон Предкавказья. Макроскопическое описание. Порода темно-серого цвета, сланцеватая с занозистым изломом. На изломе и плоскостях сланцеватости шелковистый отлив. Раскалывается на тонкие плитки, от ПСИ не вскипает.

Микроскопическое описание. Порода линзовато-сегрегационной структуры. Линзочки состоят из пакетов хлорита и мусковита с ориентировкой листочков перпендикулярно к сланцеватости. Редкие линзочки выполнены мелкими агрегатами вторичного кварца. Пакеты хлорита и мусковита развиваются по обломочному биотиту, реликты которых отмечены.

Промежутки между линзочками—основная масса—сложены серпичитом (?) и хлоритом. Угасание почти прямое, двупреломление низкое, цвет зеленый, плеохроичный. В небольшом количестве встречаются реликты обломочных зерен кварца тонкоалевритовой размерности ($< 0,05$ мм). Имеется также тонкий углистый пигмент и изредка единичные зерна пирита.

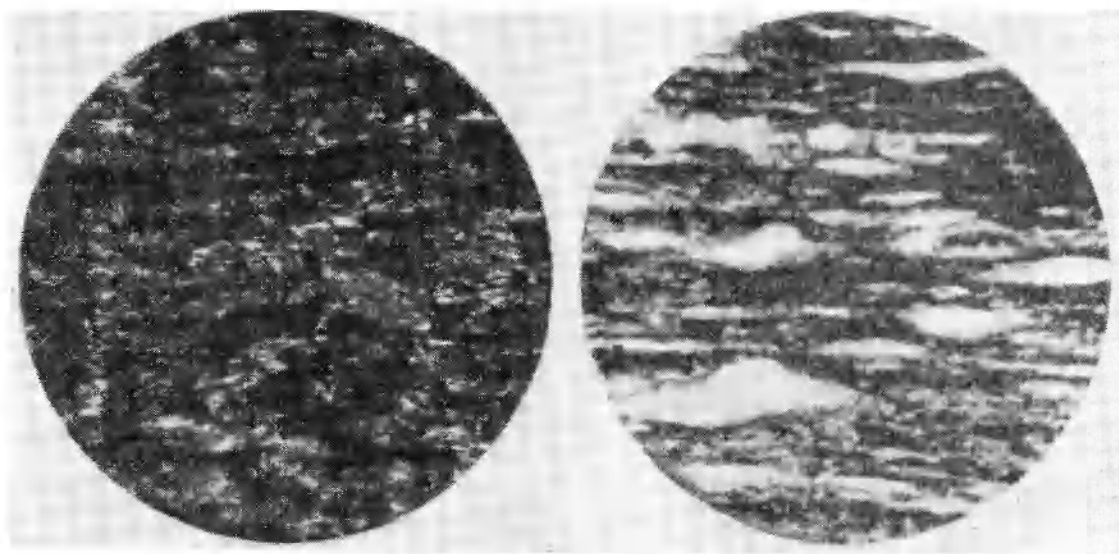


Рис. 31. Глинистый сланец.
Средний карбон Донбасса. Увел. $200\times$, николь 1.

Рис. 35. Фиалтоподобный сланец.
Карбон Предкавказья. Увел. $200\times$, николь 1. (Светлые
длиночки пакеты хлорита и мусковита по биотиту).

Основная масса составляет ~60, линзочки мусковита—хлорита 35, вторичного кварца 3—4 %. Остальные минералы встречаются в виде единичных зерен.

Резюме. Филлитоподобный сланец хлорит-серицитовый (?) зоны позднего метазенеза (рис. 35).

Как видно из примеров описания, по шлифам нельзя точно определить минеральный состав глинистой породы и содержание в ней размерных фракций. Поэтому требуется дополнительное исследование — реакции окрашивания, иммерсионный метод, гранулометрический, термический и рентгеноструктурный анализы.

4. РЕАКЦИИ ОКРАШИВАНИЯ

Метод красителей имеет ряд преимуществ по сравнению с другими методами исследования глин благодаря простоте приемов и возможности его применения в полевых условиях.

Теоретические основы метода. Метод основан на взаимодействии красителей с поверхностью глинистых минералов. В анализе пользуются главным образом катионными или основными красителями, крупные окрашенные катионы которых связываются с отрицательно заряженной поверхностью глинистых минералов. Наиболее удобен водный раствор метиленового голубого (МГ) красителя, относящийся к классу тиазиновых. Максимум поглощения света этого красителя лежит в области красной и оранжевой частей спектра, что вызывает голубую окраску этого красителя. Другими часто используемыми красителями являются: бесцветный насыщенный* раствор солянокислого бензидина (БН), хризоидин 0,01 %, метил-виолет, подкисленный слабой HCl, малахитовый зеленый и др. (табл. 28).

Наибольшую роль в сорбции катионов играют тетраэдрические слои структуры кристаллической решетки глинистых минералов, в которых благодаря изоморфному замещению одних атомов другими с низшей валентностью создается избыток отрицательных зарядов. На поверхности глинистых частиц благодаря определенному распределению отрицательных зарядов в водной среде адсорбируются и удерживаются с разной степенью прочности окрашенные катионы красителя. Количество активных центров, способных адсорбировать катионы, и характер их распределения тесно связаны с особенностями структуры кристаллической решетки глинистых минералов.

Различные глинистые минералы характеризуются, во-первых, различной прочностью ионной связи с аминогруппой красителя и, во-вторых, различиями в способности связывать катион МГ в состояние дублетной (двойной) фиксации. В качестве активных участков молекулы МГ, обеспечивающих связь с поверхностью глинистых минералов, принимают одну из аминогрупп красителя $[N(CH_3)_2]$ и центральный атом азота в структурной формуле МГ. Допускается возможность закреп-

* Для этого 0,5 г солянокислого бензидина растворяют в 0,5 л воды в течение нескольких часов, а затем фильтруют [Фролов В. Т., 1964].

Таблица для определения глинистых минералов методом окрашивания
(по М. Ф. Викуловой и Н. В. Логвиненко)

Минералы	Реактивы				
	МГ, 0,01%-ный раствор (стандартное окрашивание)	МГ, 0,01%-ный раствор (интенсивное окрашивание, цвет в высушенной капле)	МГ, с добавлением насыщенного раствора КСl	БН, насыщенный раствор	Хризоидин, 0,01%-ный раствор
Каолинит	Фиолетовый	Фиолетовый, но более светлый или приобретает голубовато-фиолетовые тона	Фиолетовый	Неокрашенный	Желтый
Накрит	Сине-фиолетовый	—	Фиолетово-синий	То же	Розовато-желтый
Диксит	Фиолетово-синий	—	Фиолетово-синий	»	Желтый
Галлуазит	Фиолетовый	—	Фиолетовый, сине-фиолетовый и сине-голубой	Не известен	Не известен
Гидрослюда (из хлорита и биотита)	Фиолетово-синий и синий	Гидрослюда после высыхания имеет или прежний цвет, но более светлый, или приобретает голубовато-фиолетовые окраски	Фиолетово-синий и синий	Грязно-синий или серо-синий, серо-зеленый	Желтый нечистый
Глауконит	Синий, фиолетово-синий		Синий	Сине-голубой, зеленовато-голубой	Кирпично-красный

Минералы	Реактивы				
	МГ, 0,01%-ный раствор (стандартное окрашивание)	МГ, 0,01%-ный раствор (интенсивное окрашивание, цвет в высушенной капле)	МГ, с добавлением насыщенного раствора КСl	БН, насыщенный раствор	Хризоидин, 0,01%-ный раствор
Гидрослюда (типа монотермита)	Фиолетовый, сине-фиолетовый	Гидрослюда после высыхания имеет или прежний цвет, но более светлый, или приобретает голубовато-фиолетовые окраски	Бирюзово-голубой, светло-голубой, сине-голубой	Неокрашенный или слабый грязновато-синий цвет, грязно-зеленый	Желтый нечистый с коричневым или красным оттенком
Монтмориллонит	Фиолетовый и фиолетово-синий	Зеленый или голубовато-зеленый	Голубой и голубовато-зеленый	Голубой и голубовато-синий или глубокий синий цвет	Кирпично-красный, желто-красный
Бейделлит (из биотита)	Травяно-зеленый	Зеленый	Изумрудно-зеленый или травяно-зеленый	Голубой	Коричневато-красный
Нонтронит	Синий, фиолетово-синий, синеголубой		Зеленый, голубовато-зеленый, голубой	Голубой, синеголубой	Кирпично-красный, желто-красный
Сапонит	Голубой		Зеленовато-голубой	Не известен	Не известен
Пальгорскит	Фиолетовый и фиолетово-синий		Фиолетовый и фиолетово-синий	Неокрашенный	То же
Сепиолит	Сине-голубой		Сине-голубой	Неокрашенный	»

ления атома азота катиона МГ, когда одна из его аминогрупп связана с поверхностью глинистых минералов ионной связью. Идея о дублетной адсорбции катиона МГ помогает объяснить ряд явлений, наблюдаемых при окрашивании глинистых минералов.

Добавление реактивов, содержащих крупные катионы, например КСl, вызывает уничтожение дублетной адсорбции катионов МГ. Происходит разрушение связи атома азота с поверхностью минералов одновалентными катионами, в данном случае ионом калия с большим радиусом. При этом катион красителя остается закрепленным ионной связью только через аминогруппу и спектр поглощения света меняется.

Минералы группы монтмориллонита характеризуются прочной ионной связью катионов МГ и неустойчивой дублетной адсорбцией их. Последняя легко разрушается под влиянием различных факторов и при этом переходит в ионную без отрыва от поверхности минерала всего катиона. Так, неустойчивость дублетной адсорбции на минералах группы монтмориллонита проявляется при действии раствора КСl, когда одновалентный ион с большим радиусом (ион калия) разрушает связь атома азота с поверхностью минерала, а также при высыхании окрашенной суспензии.

Минералы группы каолинита и гидрослюд имеют устойчивую дублетную адсорбцию катионов МГ и достаточно прочную ионную связь. Суспензии этих минералов окрашиваются МГ в фиолетовые и сине-фиолетовые цвета, которые устойчивы по отношению к действию K^+ , высыханию (при интенсивном окрашивании) и нагреванию.

Технические приемы окрашивания. 1. Кусок глинистой породы массой 0,5 г (или меньше для сильно разбухающих глин) замачивается дистиллированной водой в фарфоровой чашке так, чтобы она полностью покрывала породу.

2. Через одни или двое суток вода сливается для удаления перешедших в раствор электролитов из глины.

3. Глина размягчается резиновым пестиком, переводится в пробирку и заливается водой почти до краев пробирки. Суспензия взмучивается переворачиванием пробирки и оставляется отстаиваться в течение суток.

4. Через сутки верхняя часть столба суспензии высотой 7 см, содержащая частицы $<0,001$ мм, сливается в чистую пробирку, на которой обозначен номер образца.

Если суспензия коагулирована, то чистую воду над осадком сливают, пробирку снова заливают водой и так поступают несколько раз, пока суспензия не станет устойчивой. Некоторые глины требуют очень длительной отмывки солей. Концентрированную суспензию разбавляют водой до плотности $1,004-1,005$ г/см³.

5. В чистую пробирку с отметкой МГ наливают суспензию (примерно половину пробирки) и добавляют в нее такое же

количество МГ (обычно 0,001 % *), имеющего зелено-голубой цвет. Пробирку взбалтывают.

6. Отливают половину суспензии в другую пробирку с отметкой МГ+КСl, в нее добавляют одну-две капли насыщенного раствора КСl и пробирку взбалтывают.

7. Наблюдения производят через 8—12 ч, иногда через 1—2 сут. Оценка окраски производится визуально или с помощью фотометров измерением спектров поглощения. Гамма возможных цветов, которую дает МГ при окрашивании глин, разделена условно на десять цветовых оттенков (рис. 36): 1) фиолетовый, 2) фиолетово-синий, 3) синий, 4) сине-голубой, 5) голубой, 6) голубовато-зеленый, 7) зеленый, 8) зеленый — травяно-зеленый, 9) травяно-зеленый, 10) желто-зеленый.

8. При наблюдении результатов окрашивания отмечают характер осадка в пробирке (гелевидный, плотный) и характер прокрашивания (полное, по слоям, пятнистое).

9. Отмечается чистота или блеклость цвета. Чистые яркие тона свойственны однородным фракциям. Блеклые окраски вызываются нередко примесью органического вещества.

10. При массовом окрашивании пород по разрезу данные визуальной оценки характера окрашивания МГ и МГ+КСl наносятся рядом с литологической колонкой разреза. Против каждого образца в соответствующем месте цветовой шкалы отмечается окраска суспензий с МГ и МГ+КСl. Соединяя отрезками прямой точки, характеризующие цвета образцов, вычерчивают две кривые: одну для цветов суспензий, окрашенных МГ, другую — для МГ+КСl (см. рис. 36).

Каолинитовые глины окрашиваются с МГ в фиолетовые тона (максимум кривой спектра поглощения 550—580 нм), гидрослюдистые в синий до фиолетово-синего (максимум кривой спектра поглощения 560—600 нм), монтмориллонитовые глины приобретают интенсивный чистый фиолетовый, фиолетово-синий цвет (очевидно, в зависимости от состава поглощенных катионов — преобладание Na над Ca или, наоборот, Ca над Na и др.). Бейделлитовые глины окрашиваются в голубовато-зеленый цвет (максимум кривой спектра поглощения между 600 и 700 нм).

Если в суспензию, окрашенную МГ, ввести несколько капель насыщенного раствора КСl, то каолинитовые глины сохраняют окраску (спектральная кривая сохраняет свою форму). Изменение окраски на фиолетово-синюю или синюю указывает на наличие примеси гидрослюды. Гидрослюды, окрашивающие МГ в фиолетово-синие и синие цвета, мало меняются от добавления КСl. Сдвиг окраски в длинноволновую часть спектра небольшой или его вообще нет. У монтмориллонитовых глин от добавления КСl цвет изменяется сильно и становится голу-

* МГ применяется обычно в виде 0,001 %-ного раствора (10 мг на 1 л), имеющего зелено-голубой цвет, или 0,01 %-ного раствора (10 мг на 100 мл), имеющего синий цвет.

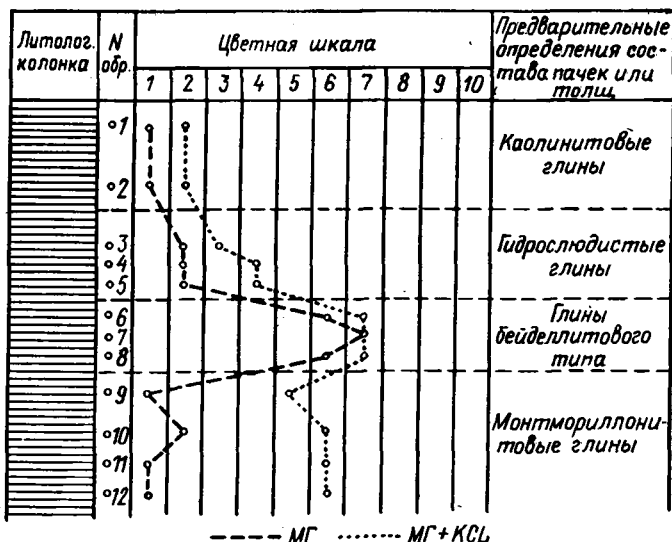


Рис. 36. Графическое изображение кривых МГ и МГ+КСЛ на литологических колонках для глин различного минералогического типа [Методы изучения осадочных пород, 1957].

бым или голубовато-зеленым (максимум кривой спектра поглощения перемещается от 560 до 670 нм).

Результаты окрашивания глин МГ и другими красителями приведены в табл. 28.

Интенсивное окрашивание. Для уточнения окраски МГ наряду со стандартным производят интенсивное окрашивание. Готовится суспензия, окрашенная в 2—3 раза большим количеством МГ. Взяв пипеткой некоторое количество суспензии (~1 см³), помещают ее на предметное стекло в виде большой капли и высушивают на воздухе. Высыхая, капля дает равномерно окрашенный тонкий слой прочно прилегающих к стеклу глинистых частиц диаметром 2—2,5 см. После высыхания фиолетовая суспензия монтмориллонита становится зеленой или голубовато-зеленой, а фиолетовая суспензия каолинита и гидрослюды после высыхания лишь сохраняет прежний цвет, но более светлый, или приобретает голубовато-фиолетовые тона окраски. Бейделлит имеет зеленый цвет как в слабо, так и в интенсивно окрашенной суспензии.

Возможности метода окрашивания, по-видимому, не исчерпаны. Ближайшими задачами в методе красителей являются дальнейшее изучение характера сорбции красителей для разных глинистых минералов, подбор новых красителей для определений широкого круга глинистых и других минералов, изучение влияния различных факторов на окрашивание глин (состава, поглощенного комплекса катионов, примеси органического вещества, степени разрушенности частиц и др.).

5. ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

Показатели преломления глинистых минералов могут использоваться как важная характеристика при их диагностике. Приготовление препаратов осуществляется в такой последовательности: в чашке с суспензией из частиц $<0,005$ мм на дно кладут одно-два предметных стекла, суспензия на предметном стекле с частицами $<0,005$ мм выпаривается на водяной бане, а затем высушивается на воздухе или в термостате при температуре 35°C . Это обеспечивает сходную ориентировку глинистых частиц и образование на поверхности предметного стекла своеобразных псевдомонокристаллов. Быстро агрегаты глинистых частиц получают выпариванием капли суспензии на предметном стекле.

Из высушенных пластинок на предметных стеклах или со дна чашки нарезают стружку глинистых минералов и готовят иммерсионные препараты сразу с целым рядом иммерсионных жидкостей. В препаратах в глинистых частицах, лежащих на плоскости спайности (001), можно определять n_g' и n_m' , находящиеся в плоскости третьего пинакоида. Так как у большинства минералов глины угол $2V$ небольшой, то разница между n_g' и n_m' невелика. Учитывая возможность несовершенной ориентировки чешуек глинистых минералов, из серии измерений показателей преломления берут наибольшее, которое близко максимальному значению n_g' . В этих же разрезах возможно определить осьность и оптический знак.

Поскольку перпендикулярно к спайности плоскости (001) у глины располагается острая биссектриса n_p , то для ее определения надо срезать толстые пленки в плоскости, перпендикулярной поверхностям напластований. Учитывая несовершенство ориентировки чешуек, получим значение n_p' , близкое к n_p . Имея значения n_g' и n_p' , определяют двупреломление. По показателям преломления и другим оптическим характеристикам определяют глинистые минералы (см. табл. 26).

Метод ориентированных препаратов в сочетании с окрашиванием является наиболее доступным и легко осуществимым способом исследования глинистых минералов при массовой работе минералогов-петрографов.

6. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Пипеточный метод (или метод Робинсона — Качинского). Применяется для анализа глинисто-алевритовых пород и фракций в породах, содержащих более 10 % размером частиц $<0,01$ мм. Из средней пробы на аналитических весах берутся две навески: одна для гранулометрического анализа, другая для определения влажности*.

* Для определения влажности навеска в 6 г помещается в заранее взвешенную бюксу и ставится в сушильный шкаф с температурой до 105°C . Далее бюкса взвешивается через 3, через 1 и через 0,5 ч до постоянной

Для анализа берут навеску в 6 г, заливают дистиллированной водой и отстаивают в течение 24 ч*. Через 1 сут воду сливают, а размокшую глину растирают резиновым пестиком в течение 1—2 ч, добавляют дистиллированную воду и переводят в цилиндр вместимостью 0,5 л. В цилиндр доливают дистиллированную воду до верхнего уровня (общего объема 0,5 л). В этот же объем входит пептизатор (пирофосфат натрия и аммиак), добавляемый для предотвращения коагуляции суспензии. Суспензию взмучивают мешалкой или путем переворачивания и берут пробы с глубины 10 см от верхнего уровня через соответствующие интервалы времени: для частиц <0,05 мм — через 45 с, для частиц <0,01 мм — через 18 мин 10 с, для частиц 0,005 мм — через 6 ч** и для частиц <0,001 мм — через 24 ч.

Из пипетки, которой берется проба, суспензия переводится во взвешенные на аналитических весах (с точностью до 0,0001) фарфоровые чашки, выпаривается, высушивается до постоянной массы и взвешивается после охлаждения в эксикаторе также на аналитических весах.

Оставшаяся после отбора указанных фракций суспензия пропускается через сито с диаметром отверстий 0,25 мм. Частицы, оставшиеся на сите, высушивают и взвешивают. Содержание каждой фракции определяют по формуле

$$x = P_x V_2 (100 - c) / V_1 B,$$

где x — содержание определяемой фракции, %, меньше данного размера в объеме пробы, т. е. взятой навески; P_x — масса определяемой фракции в объеме пипетки после выпаривания, г; V_1, V_2 — объемы пипетки (обычно 25 мл) и цилиндра (500 мл); B — масса навески в абсолютно сухом состоянии, т. е. с поправкой на влажность*** и на содержание воднорастворимых солей****; c — содержание фракции крупнее 0,25 мм*****, %.

Перед взвешиванием бюксу помещают в эксикатор для охлаждения. Влажность определяется по формуле $W = [(P - P_1) / P_1] 100$, где P — масса влажной навески; P_1 — масса навески после высушивания.

* Если порода содержит воднорастворимые соли или карбонаты, то навеску в первом случае обрабатывают дистиллированной водой, наливая и сливая воду несколько раз в течение двух-трех суток, а во втором — обрабатывают соляной кислотой. После удаления легкорастворимых солей и карбонатов пробу отмывают водой, высушивают, взвешивают, а затем снова распускают в воде.

** Расчет времени по формуле Стокса дает 1 ч 13 мин. Проверка размера частиц под микроскопом показала, что в пробе, взятой через 1 ч 13 мин, содержатся частицы >0,005 мм, а в пробе, взятой через 6 ч, самые крупные частицы имели размер 0,005—0,004 мм.

*** Масса навески с поправкой на влажность определяется по формуле $B = P \cdot 100 / (100 + W)$, где P — исходная масса навески (6 г), а W — влажность.

**** Содержание растворимых солей определяют по разности масс навески до отмывания от солей и после их отмывания. Так же определяют и потерю от обработки соляной кислотой при отмывании от карбонатов.

***** Содержание фракции >0,25 мм определяют исходя из пропорции: исходную массу навески с поправкой на влажность B принимают за 100 %, а все фракции крупнее 0,25 мм — за x .

Приведем пример анализа. Допустим, что для анализа была взята навеска 6 г, ее влажность составила 10 %. Отсюда в пересчете на абсолютно сухое состояние масса навески, г,

$$B = 6 \cdot 100 / (100 + 10) = 5,4.$$

Объем приготовленной суспензии был равен 500 мл. При анализе пользовались пипеткой 25 см³. На сите с отверстиями 0,25 мм осталось 0,08 г фракции, что составляет, %,

$$c = 0,08 \cdot 100 / 5,4 = 1,4.$$

Фракции <0,05 мм в объеме пипетки оказалось 0,25 г. В пересчете на весь объем суспензии это составит, %,

$$x_{<0,05} = 0,25 \cdot 500 (100 - 1,4) / 25 \cdot 5,4 = 91,2.$$

Фракции <0,01 мм в объеме пипетки оказалось 0,2 г, что в пересчете на весь объем суспензии составит, %,

$$x_{<0,01} = 0,2 \cdot 500 (100 - 1,4) / 25 \cdot 5,4 = 73,0.$$

Фракции <0,005 мм в объеме пипетки оказалось 0,15 г, в пересчете на весь объем суспензии ее содержание составит, %,

$$x_{<0,005} = 0,15 \cdot 500 (100 - 1,4) / 25 \cdot 5,4 = 54,7.$$

Фракции <0,001 мм в объеме пипетки оказалось 0,12 г, что в пересчете на весь объем суспензии составит, %,

$$x_{<0,001} = 0,12 \cdot 500 (100 - 1,4) / 25 \cdot 5,4 = 21,9.$$

Отсюда содержания дробных гранулометрических фракций в анализируемой пробе расположатся в такой последовательности.

Фракция, мм	Содержание, %
>0,25	1,4
0,25—0,05	98,6—91,2 = 7,4
0,05—0,01	91,2—73,0 = 18,2
0,01—0,005	73,0—54,7 = 18,3
0,005—0,001	54,7—21,9 = 32,8
<0,001	21,9

100

По данным гранулометрического анализа порода является песчано-алевритовой глиной.

Метод седиментационных трубок. Пипеточный метод анализа дает вполне удовлетворительные результаты, но нередко при исследовании существенно глинистых отложений предпочтение отдают методу седиментационных трубок. В методах с использованием седиментационной трубки скорость накопления известного количества осадка, помещенного в вертикально стоящую трубку, заполненную водой, измеряется с помощью модифицированных весов.

7. ЛАБОРАТОРНАЯ ПОДГОТОВКА ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ КОМПЛЕКСНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Для комплексного минералогического исследования глинистой составляющей (посредством термографии, химического и рентгеновского анализов и других современных методов) тре-

буется выделение тонких глинистых фракций < 1 мкм. Для большинства анализов подготовка сводится к механической очистке их, измельчению материала (в случае плотных пород), дезинтеграции и выделению глинистых фракций. Материал весьма эффективно измельчается на вибрационном измельчителе типа 75Т-Др, позволяющем за короткое время (доли минуты) измельчать достаточное количество материала до размера 0,01—0,001 мм. Дезинтеграция слабоплотных пород осуществляется размоканием в дистиллированной воде в течение одних или нескольких суток, для более плотных пород используются холодные растворы уксусной или соляной кислоты, а также нагревание в воде и в растворах тех же кислот. Для дезагрегации и диспергации частиц применяется обработка суспензий ультразвуком (прибор УЗДН-1). Выделение глинистых фракций производится чаще всего методом отстаивания или с помощью центрифуг (например, ЦЛК-1 с частотой вращения от 1000 до 3000 с^{-1}).

Выделение глинистых частиц методом отстаивания. Навеска воздушно-сухой глины массой 15—35 г намачивается в фарфоровой чашке дистиллированной водой. После размокания (от 2 до 24 ч) вода с легкорастворимыми солями сливается, доливается немного свежей воды и глина растирается до получения густого однородного теста. Далее суспензия переводится в банку вместимостью 3—4 л и перемешивается. После суточного отстаивания суспензии сливаются верхние 7 см, содержащие частицы мельче 0,001 мм, или через 6 ч, если выделяют фракцию $< 0,005$ мм. В случае оседания всей суспензии через 24 ч вследствие коагуляции, слой воды над осевшей глиной удаляется, снова добавляется чистая вода, суспензия взбалтывается и отстаивается. В тех случаях, когда глина коагулирует долго (не удается получить устойчивой суспензии после нескольких удалений слоя воды над осевшей глиной), для получения устойчивой суспензии добавляют аммиак до появления слабого запаха или пиррофосфат натрия. Слитая суспензия частиц $< 0,001$ мм выпаривается в химических стаканах, а после концентрирования высушивается на воздухе около нагревательных приборов или в термостатах при температуре до 35 °С. Взбалтывание и сливание повторяют до просветления суспензий (полного удаления частиц < 1 мкм).

Зарубежные исследователи нередко используют при изучении глинистого материала фракцию $< 0,002$ мм. Последняя отбирается после отстаивания в течение 3 ч 20 мин путем слива верхнего 4-сантиметрового слоя суспензии или после 13-часового отстаивания соответственно 16-сантиметрового слоя.

Наиболее прогрессивным способом выделения тонких глинистых фракций является электрофоретическое обогащение [Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А., 1961]. Суть этого метода заключается в следующем. Диспергированные в воде глини-

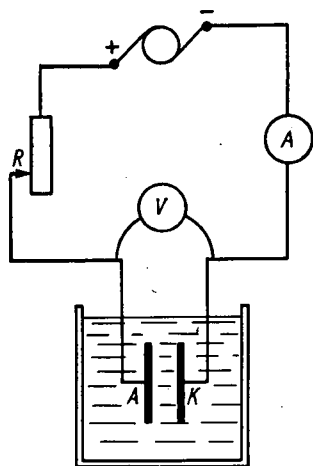


Рис. 37. Принципиальная схема лабораторной установки для электрофореза

[Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А., 1961].

стые частицы представляют собой коллоидные системы и несут на своей поверхности отрицательные электрические заряды. В поле постоянного тока эти частицы перемещаются к аноду, где разряжаются и осаждаются.

Общий порядок работы при электрофорезе. Из соответствующей навески глинистой породы на дистиллированной воде готовится устойчивая суспензия объемом до 1—2 л (в зависимости от величины установки). Принципиальная схема лабораторной установки для электрофореза показана на рис. 37. Через 1 ч 20 мин верхние 10 см суспензии с размером частиц < 5 мкм сливаются и используются для электрофореза.

Плотность суспензии, измеряемая ареометром, должна быть не менее $1,005—1,010$ г/см³. Суспензия выливается в ванну, где предварительно установлены электроды. Оптимальное расстояние между ними 15—25 мм (постоянный ток 100—120 В, 5 А; анод — свинец, катод — медь). После нескольких минут работы из суспензии извлекают анод и снимают с его поверхности глину. Несколько мазков ее помещают на предметное стекло и просматривают под микроскопом на чистоту выделения. В случае недостаточного количества глины процесс можно повторить, увеличивая силу тока сближением электродов.

В каждой установке для электрофореза следует иметь несколько различных по размеру электродов. Варьируя различные условия процесса, можно в каждом случае достигнуть наиболее оптимального режима выделения глинистых фракций пород.

При дезинтеграции пород, выделения и накопления глинистого материала с помощью воды или обработки различными веществами (преимущественно кислотами) нужно учесть возможность влияния их на изменения в структуре минералов, которые могли произойти под воздействием воды или кислот в период подготовки вещества к исследованию.

Экспериментальные работы по исследованию воздействия воды на глинистые минералы [Методика и результаты изучения минералогии глин..., 1970 г.] показали, что в водный раствор из поглощенного комплекса глинистых минералов может переходить натрий. Некоторое количество ионов натрия, кальция, магния поступает в раствор за счет легкорастворимых солей. Это обстоятельство вызывает некоторое изменение дифракционной картины, особенно в случае присутствия в гли-

нистом веществе набухающих минералов. Отсюда следует сокращать время обработки образцов водой и для выделения фракции применять центрифугирование.

Изучение воздействия кислот (щавелевой и соляной) показало, что после обработки фракций соляной кислотой (5 %, 0,01 н.) хлорит разрушается полностью или почти полностью, уменьшается количество гидрослюд и смешаннослойных образований.

Химический анализ фракций, осажденных с применением 0,01 н. раствора соляной кислоты, показывает уменьшение (по сравнению с исходным) закиси железа на 5, глинозема на 2,3, окиси натрия на 2,2, окиси магния до 1,65 % и увеличение содержания воды на 5 и кремнезема на 3,4 %. Удаление основной массы железа, магния, части алюминия и натрия связано главным образом с разрушением октаэдрических слоев магнетально-железистых хлоритов в случае их присутствия в глинистой массе.

В целом в большинстве случаев соляная кислота любой концентрации активно разрушает хлориты и менее активно — гидрослюды и смешаннослойные образования; более всего устойчив к воздействию кислоты каолинит. Применение ее для обработки пород в том случае, когда необходимо полное определение фазового состава, и особенно количественного соотношения компонентов, вносит существенные ошибки.

Продолжительная обработка глинистого материала уксусной и щавелевой кислотой затрагивает все глинистые минералы, но наиболее — каолинит и гидрослюду. Под воздействием кислот из глинистых минералов в первую очередь удаляется железо, затем магний и алюминий; наименее устойчивыми из них является хлорит, наиболее — каолинит и гидрослюда. Смешаннослойные образования дают с рассматриваемыми кислотами органоминеральные комплексы. Поэтому наиболее рациональным представляется применение 1 н. раствора уксусной кислоты с продолжительностью обработки 1—3 сут и 5 %-ного раствора щавелевой кислоты в течение нескольких часов.

Выделение глинистых минералов из полиминеральной смеси. Выделение отдельных глинистых минералов из природных полиминеральных смесей представляет собой в настоящее время нерешенную проблему. Унифицированная методика для выделения мономинеральных фракций отсутствует: в одних случаях, в зависимости от состава и размеров глинистого вещества, удастся выделить фракции отмучиванием в воде (например, каолинит, монтмориллонит), в других — выделить мономинеральные фракции за счет разрушения в массе одного или нескольких минеральных видов с помощью химической или термической обработки.

Для выделения хлоритов некоторыми исследователями используется большая удельная магнитная восприимчивость их по сравнению с другими глинистыми минералами. Это дает

возможность использовать для его концентрации изодинамический магнитный сепаратор типа СИМ-1 [Баранов В. В. и др., 1966 г.]. После выделения на центрифуге и кипячения проба обрабатывается с помощью ультразвукового диспергатора УЗДН-1 с частотой 22—35 кГц в течение 1—2 мин. Далее производится сепарация (5—7 мин) в магнитном поле СИМ-1 со значением тока 1,0—1,4 А. В случае поликомпонентной смеси, в которой имеются минералы с различной магнитной восприимчивостью, значение тока может регулироваться.

8. ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Глинистые минералы — это водные алюмосиликаты со слоистым или ленточнослоистым строением. Все они содержат различные типы воды, что прежде всего определяет поведение их при нагревании. Различные эндотермические и экзотермические эффекты связаны с потерей воды, с разрушением кристаллической решетки, кристаллизацией аморфных продуктов распада минералов, а в случае соответствующих примесей — с окислением органического вещества, пирита, окиси железа и др.

Термические кривые каолинитовых глин не обнаруживают резких изменений при нагревании до 500 °С. В некоторых случаях в плохо кристаллизованных каолинитовых и галлуазитовых глинах обнаруживается небольшая эндотермическая остановка в интервале 100—150 °С (см. рис. 33). В интервале 500—700 °С обычно наблюдается резкий эндотермический эффект, отвечающий потере конституционной воды и аморфизации минерала. При 900—1000 °С весьма отчетливо выражен экзотермический эффект, вызванный перекристаллизацией аморфной окиси алюминия в $\gamma\text{Al}_2\text{O}_3$. Имеется еще второй слабый экзотермический эффект при 1200—1230 °С, отвечающий раскристаллизации аморфного SiO_2 в кристобалит (рис. 38, 39).

Для монтмориллонитовых глин характерны три эндотермические остановки: первая при 100—180, вторая, менее развитая, в интервале 500—700, третья — от 850 до 900 °С. Первый эффект обязан своим происхождением удалению межслоевой или межпакетной воды, второй и третий эффекты связаны с удалением конституционной воды. Третий эндотермический эффект переходит в экзотермический при 900—950 °С. Причиной последнего является кристаллизация шпинели из продуктов, образовавшихся при распаде в процессе нагревания (рис. 40).

Термическое поведение гидрослюд несколько иное. Они характеризуются тремя эндотермическими эффектами при температурах 100—200, 500—700 и 850—950 °С. Первый эффект вызван выделением адсорбированной воды (частично, веро-

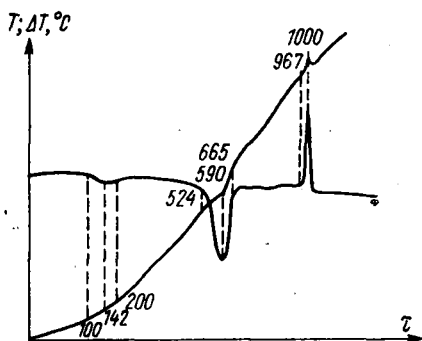
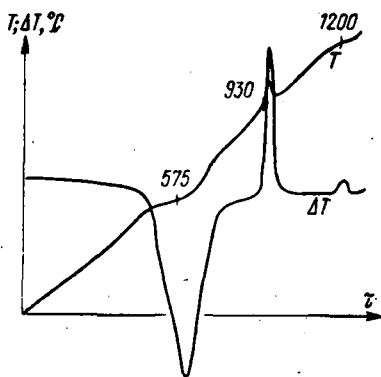


Рис. 38. Кривые нагревания каоли-
нитовых глин.

Рис. 39. Кривые нагревания галлу-
азитовых глин.

$T(\tau)$ — температурная кривая; $\Delta T(\tau)$ —
дифференциальная кривая [Фролов В. Т.,
1964].

Обозначения те же, что на рис. 38.

ятно, межслоевой воды типа воды монтмориллонита). Он про-
является значительно слабее, чем у монтмориллонита. Второй
и третий эндозффекты связаны с выделением конституционной
воды и сопровождаются около 900 °С аморфизацией минерала.
При 900—1000 °С наблюдается экзотермический эффект —
следствие раскристаллизации аморфизированных продуктов
распада. В результате образуются минералы со структурой
шпинели. Экзотермический эффект гидрослюдов выражен слабо,
этим они отличаются от минералов группы каолинита (см.
рис. 40).

Пальгорскит. Термически изучен недостаточно. Наиболее
интенсивная эндотермическая остановка имеет максимум при
110—150 °С. Эта реакция, по-видимому, соответствует выделе-
нию воды. Вероятно, эту же природу имеет и другая эндотер-
мическая реакция между 200—350 °С, обычно более слабая,
чем первая. Третья эндотермическая реакция пальгорскита
имеет максимум между 400 и 535 °С, следующая, четвертая,
проявляющаяся в интервале 700—800 °С, не всегда выражена.
Эта остановка связана с аморфизацией дегидратированного
пальгорскита. Экзотермическая реакция между 800—900 °С,
вызываемая раскристаллизацией аморфного вещества, имеет
различную интенсивность.

Сепиолит. Общими особенностями кривых нагревания яв-
ляется наличие трех эндотермических реакций, проявляющихся
в интервалах 115—165, 200—700 и 700—825 °С. Первая реак-
ция наиболее интенсивна, вторая иногда фиксируется в виде
нескольких слабых эндотермических пиков, третья довольно
интенсивна — после нее следует резкая экзотермическая реак-
ция с максимумом в интервале 820—910 °С. Возникновение

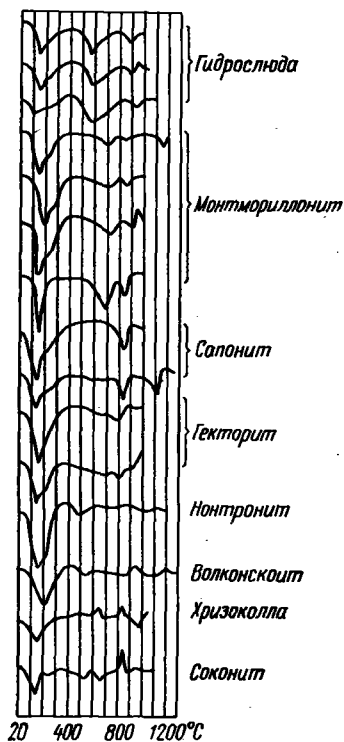


Рис. 40. Кривые нагревания гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин [Иванова В. А. и др., 1974].

эндотермических реакций связано с потерей воды, а экзотермической — с перекристаллизацией аморфного вещества.

Хлориты *. Железистые хлориты (триоктаэдрические) характеризуются экзотермическим относительно низкотемпературным эффектом (300—500 °С), связанным с окислением незначительного количества Fe^{2+} , переходящим в интенсивный эндотермический в области 500—650 °С. Последний сопровождается три различных по знаку процесса: дегидратацию хлорита, разрушение структуры, окисление железа и образование новой фазы с оливниновой структурой. Экзотермический эффект (~770 °С), связанный с образованием структуры оливнинового типа, выявляется лишь у некоторых железистых хлоритов.

Железисто-магнезиальные хлориты (триоктаэдрические) проявляют интенсивный экзотермический эффект удаления основной части структурной воды при 600—700 °С. Эндотермический эффект дегидратации оставшейся конституционной воды и распад решетки минерала при 780—820 °С слабо выражен,

а иногда отсутствует. Образование минерала с оливниновой структурой происходит при 820—840 °С — экзотермический эффект. Интенсивность этого эффекта падает с уменьшением содержания в хлорите MgO .

Для магнезиальных триоктаэдрических хлоритов характерны два эндотермических эффекта: первый, наиболее интенсивный (550—700 °С), связан с выделением структурной воды (~8%), второй, менее значительный (710—820 °С), с выделением около 3—4% воды. Окончательный распад минерала происходит после второго эндотермического эффекта. Последний переходит в интенсивный экзоэффект (820—840 °С), протекающий в узком интервале температур. Он обусловлен образованием минерала с оливниновой структурой — форстерита.

Значительно сложнее выглядят кривые нагревания минеральных смесей, смешаннослойных образований и полиминеральных глинистых пород. Характер кривых нагревания и положение

* Термографическая характеристика хлоритов дана по классификации В. П. Ивановой [1974 г.].

ние главных термических эффектов глинистых минералов в значительной мере определяются совершенством структуры и степенью дисперсности вещества. Например, у минералов группы каолинита эндотермический эффект тем выше, чем совершеннее структура и крупнее кристаллы [Логвиненко Н. В., 1977]. Это в значительной мере справедливо и для других глинистых минералов. Наличие органического вещества сильно деформирует кривые нагревания в интервале 300—450 °С, давая плавный экзотермический эффект. Наличие примеси пирита дает четкий экзотермический эффект с максимумом при 410 °С (см. рис. 40).

9. РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

При рентгеноструктурном анализе используются аппараты с фотографической и ионизационной регистрациями отражений: УРС-70, УРС-55А, УРС-50ИМ, Дрон-1,0, Дрон-2,0. Устройство приборов, техника съемки и теоретическое обоснование метода приводятся в соответствующих руководствах [Браун Г., 1965 г.; Бриндли Г., 1955 г. и др.].

В настоящее время в практику рентгеноструктурного анализа все больше внедряются рентгеновские дифрактометры. Дифрактометрический метод позволяет вести непосредственную запись рефлексов на диаграммной ленте и записывать межплоскостные расстояния. Большая чувствительность счетчиков, непосредственная запись интенсивности рефлексов повышают и облегчают процесс ее измерения. Увеличивается точность измерения межплоскостных расстояний. Дифрактометр обладает большой разрешающей способностью и быстротой съемки. На дифрактометре благодаря использованию ориентированных агрегатов можно получить только базальные рефлексы, облегчающие диагностику глинистых минералов.

В зависимости от задачи исследования образцы для съемки на дифрактометре готовятся с ориентированными или неориентированными агрегатами. В целях диагностики для усиления на рентгенограммах интенсивности базальных рефлексов минералов препараты обычно приготавливают с ориентированными частицами.

Фотографический способ регистрации отражений, однако, не теряет своего значения. Преимуществом его является наглядность и полнота дифракционной картины, возможность снимать дезориентированные частицы. Однако длительная экспозиция, сравнительно невысокая точность измерения межплоскостных расстояний, особенно при малых углах, а также малая разрешающая способность камер сильно ограничивают фотографический метод диагностики, а в ряде случаев делают невозможными определения смешаннослойных образований и других минералов с большими межплоскостными расстояниями их определяющих рефлексов.

Определение глинистых минералов методом рентгенографии в случае мономинерального состава не представляет затруднений, диагностика глинистых минералов и определение их содержания в полиминеральной смеси представляет более сложную задачу [Дьяконов Ю. С., 1966]. В последнем случае используются различные виды химической и термической обработки материала: насыщение образцов этиленгликолем или глицерином для выявления набухающих минералов (монтмориллонит, смешаннослойные образования), обработка кислотами (соляной, уксусной, щавелевой) для удаления отдельных компонентов из смеси (например, хлоритов), обработка нагреванием до 100—800 °С для удаления адсорбированной и конституционной воды, выявления характера сжатия и разрушения структуры, устранение одних и сохранение других компонентов (например, хлорит и каолинит). С целью выяснения основы монтмориллонита и его фрагментов в смешаннослойных образованиях образцы обрабатываются 1н. раствором КОН, для детальной диагностики каолинита — 30 %-ным раствором NaOH. Для уточнения и диагностики набухающих минералов (хлоритов и вермикулитов) применяется насыщение хлористым магнием.

Рентгенографическая характеристика глинистых минералов. Каолинит. Диагностическими рефлексами каолинита являются его базальные рефлексы — 001, 002, 003 (0,712—0,714; 0,355—0,357; 0,237—0,238 нм) (рис. 41).

Для диагностики каолинита в полиминеральной смеси (особенно, если он встречается совместно с хлоритом) используют: диоктаэдрический мотив структуры каолинита (межплоскостное расстояние рефлекса 060 не менее 0,150 нм), устойчивость его к действию кислот (хлорит в HCl растворяется) и неустойчивость при термической обработке — при 500—600 °С каолинит аморфизуется, а хлоритовые отражения становятся четкими (1,4 нм). Дополнительным критерием для выделения каолинита служит обработка его NaOH. При наложении хлоритовых рефлексов (002, 004) на каолинитовые (001, 002) последние обычно усложняются выступами со стороны малых углов или дифференцируются. В случае смеси каолинита со смешаннослойными образованиями типа гидрослюда — монтмориллонит используется обработка этиленгликолем или нагревание до 200 °С: рефлексы фазы с набухающим компонентом смещаются, а каолинитовые остаются на месте.

Данные рентгенографии позволяют судить о степени совершенства структуры каолинита. Согласно данным Г. Брауна [1965], для каолинита с совершенной структурой характерно разрешение всех линий на рентгенограммах, четкое проявление дуплетов в области 0,418 и 0,417 нм, обоих триплетов в области 0,255—0,248 и 0,248—0,233 нм и некоторые другие признаки. Об этом же свидетельствует и хорошо разрешение линий с межплоскостными расстояниями 0,450 и 0,437 нм. У каолини-

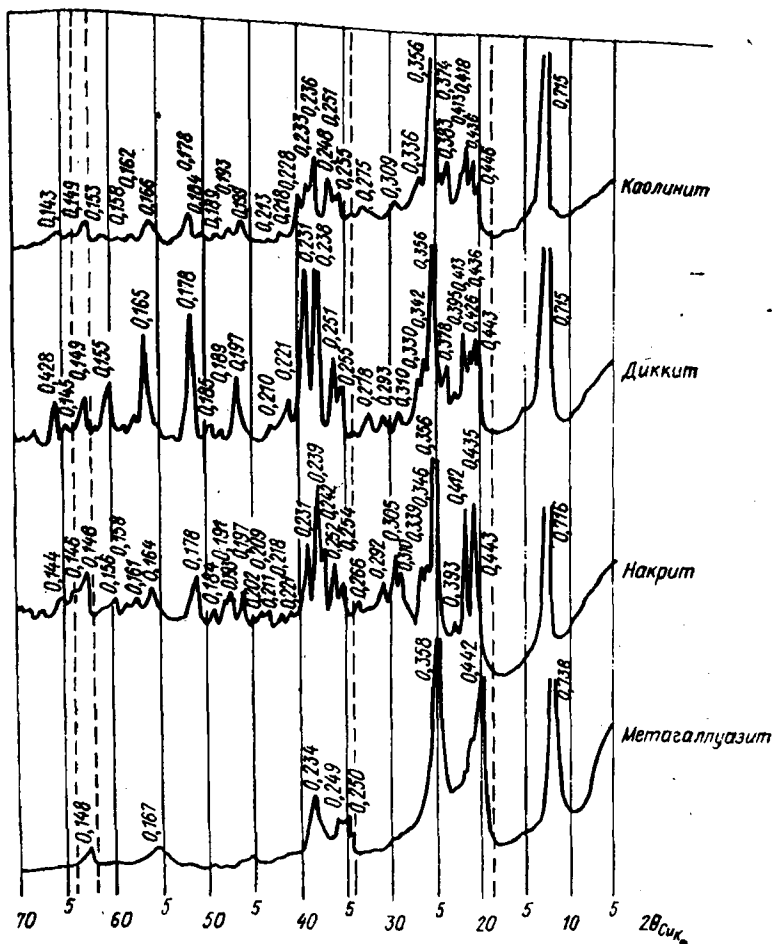


Рис. 41. Дифрактограммы каолинита и его производных [Котельникова Е. Н., 1984 г.].

тов с несовершенной структурой эти условия частично или полностью не соблюдаются.

Чаще всего наиболее совершенной структурой (триклинная ячейка, строгий период c), формой (правильные шестиграники) и крупными размерами обладает аутигенный каолинит, Аллотигенный каолинит отличается меньшим совершенством структуры, меньшей четкостью и остротой рефлексов.

Гидрослюда. Диоктаэдрически гидрослюды надежно выделяются по базальным рефлексам 001, 002, 003 (0,95—1,0; 0,45—0,5; 0,330—0,333 нм). Нечетные рефлексы гидрослуды обычно интенсивнее четных, что указывает, по Г. Бриндли и Г. Брауну, на присутствие трехвалентного железа в октаэдрах. К воздействию кислот гидрослюды устойчивы, при нагревании

они сохраняют свою структуру до высоких температур ($>800^\circ\text{C}$). В случае смеси со смешаннослойными образованиями выявляются путем обработки образцов органическими жидкостями или термической обработкой (в первом случае рефлексы смешаннослойных образований смещаются, а рефлексы гидрослюда остаются на месте, а во втором рефлексы смешаннослойных образований стягиваются к 1,0 нм).

Монтмориллонит. Основным диагностическим рефлексом для монтмориллонитов является 001, остальные базальные рефлексы выражены слабее. Положение рефлекса 001 у монтмориллонита не постоянно, он существенно зависит от типа обменных катионов, количества и конфигурации межслоевой воды. Межплоскостное расстояние первого базального рефлекса (d_{001}) монтмориллонита, содержащего в качестве обменного катиона натрия, с которым связан один молекулярный слой межслоевой воды, составляет 12,4 нм, в случае кальция $d_{001} = 1,54$ нм, а магния — 14,3 нм.

Важнейшим диагностическим способом для определения монтмориллонитов является насыщение образцов этиленгликолем или глицерином, вызывающими смещение рефлекса 001 до 1,69 или до 1,78 нм. Рефлексы хлорита при этом остаются на месте. При прогревании образца до $500\text{--}600^\circ\text{C}$ в течение 1 ч рефлексы хлорита остаются на месте, а набухающих минералов из-за потери межслоевой воды сжимаются по оси c до 1,0 нм.

Смешаннослойные образования ряда гидрослюда — монтмориллонит характеризуются различной степенью упорядоченности — чередования гидрослюдистых и монтмориллонитовых слоев. В воздушно-сухом состоянии на рентгенограммах упорядоченные фазы дают базальные отражения первого порядка в области 2,20—2,40 нм, которые смещаются при насыщении этиленгликолем до 2,70—2,80 нм. Смешаннослойные фазы ряда хлорит-монтмориллонит характеризуются первым базальным рефлексом 2,60—2,80 нм, а при насыщении этиленгликолем смещаются в область 3,10—3,20 нм. При наличии только примеси смешаннослойных минералов неупорядоченного типа наблюдаются рефлексы в области $>1,0\text{--}1,2$ нм, которые несколько смещаются при насыщении этиленгликолем в область малых углов.

Хлориты. Среди хлоритов обычно выделяют две основные подгруппы: ортохлориты, преимущественно магниальные разновидности с наибольшим содержанием железа в октаэдрах, и лептохлориты — железистые разновидности с повышенным содержанием железа, находящегося как в двух-, так и в трехвалентной форме. Хлорит на рентгенограммах легко определяется по базальным рефлексам 001, 002, 003, 004, 005 (1,40—1,43; 0,70—0,71; 0,470—0,472; 0,350—0,351; 0,282—0,285 нм). При обработке хлорита соляной кислотой он сравнительно быстро растворяется. Нагревание хлорита в течение 1 ч при 400°C заметно изменяет дифракционную картину:

рефлекс 001 становится более интенсивным и его значение уменьшается на 0,001—0,002 нм, интенсивность остальных рефлексов резко понижается. При 550—600 °С на дифрактограммах хлорита остается интенсивным только рефлекс 001 с межплоскостным расстоянием 1,38—1,40 нм. При нагревании железистого хлорита происходит сжатие их решетки по оси *c*. В случае смеси их со смешаннослойными образованиями типа гидрослюда — монтмориллонит или монтмориллонитом используют обработку этиленгликолем и нагревание до 600 °С. Хлоритовые рефлексы при обработке этиленгликолем остаются на месте (если хлориты не имеют разбухающих слоев), а рефлексы разбухающих минералов смещаются в область малых углов; после нагревания рефлексы хлорита становятся особо четкими (1,4 нм), а монтмориллонита смещаются к 1,0 нм.

10. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Глина часовьярская. Полтавская серия неогена* (Донбасс).

1. Глина серовато-белая тонкодисперсная, пластичная. В шлифе видно, что она состоит из каолинита (?) и гидрослюда (?); структура неоднородная, пелитовая. Алевритовые и песчаные примеси содержатся в незначительном количестве.

2. Изучение в иммерсии ориентированных препаратов и порошков породы дало следующие результаты: $n'_g = 1,570$, $n'_p = 1,558$, $n'_g - n'_p = 0,012$. Однако отдельные чешуйки из порошка имели $n_g = 1,577$ и более высокое двупреломление. Следовательно, имеются две фазы: каолинитовая и гидрослюдистая.

3. При реакции окрашивания с МГ суспензия глины окрасилась в фиолетовый (до фиолетово-синего) цвет, от прибавления КСl окраска почти не изменилась. Осадок плотный, однородный. С БН суспензия окрашивается в серо-зеленоватый цвет (окраска слабая).

4. Гранулометрический анализ показал преобладание фракции <0,001 мм — 75, фракция 0,01—0,005 мм составляет 23, песчаные и алевритовые примеси — около 2 %.

5. На термограммах имеется неглубокий эндотермический эффект в области 150, глубокий (второй) при 580 и экзотермический пик (слабый) при 960 °С, т. е. эффекты, характерные как для гидрослуд, так и для каолинита.

6. Рентгеноструктурный анализ показал наличие четких рефлексов каолинита в области 0,711; 0,356; 0,181 нм и гидрослуд в области 1,01; 0,50 (0,497); 0,251 нм и др.

Резюме. Глина тонкодисперсная, гидрослюдисто-каолинитовая.

Глинистый сланец. Средний карбон (Донбасс).

1. Порода темно-серого цвета, сланцеватая. В шлифе видно, что она состоит из чешуек гидрослюда и серицита (?), ориентированных параллельно своими длинными размерами, что дает эффект прямого и одновременного угасания породы. В небольшом количестве встречаются зерна кварца, полевого шпата, слюды.

2. Изучение в иммерсии показало наличие гидрослуд ($n'_g = 1,581$ и $n'_p = 1,555$, двупреломление среднее) и серицита ($n_g \approx n_m = 1,603$, двупреломление высокое).

3. С МГ суспензия окрашивается в фиолетово-синий цвет (осадок плотный), от прибавления КСl окраска не изменилась. С БН суспензия окрасилась в слабый серый цвет (углистый пигмент был предварительно удален перекисью водорода).

4. Гранулометрический анализ в шлифе провести не удалось. Преобладают чешуйчатые минералы с размером менее 0,005 мм, в небольшом коли-

*.Макроскопическое описание глинистых пород см. в § 16.

чество встречается алевритовая примесь в виде зерен кварца размером от 0,09 до 0,006 мм.

5. На кривой нагревания обнаружен эндотермический эффект при 120—150, около 600 и при 1100 °С, что характерно для гидрослюд и серицита.

6. Рентгенограммы показали сильные рефлексы (1,0; 0,495; 0,333; 0,251 нм), свидетельствующие о наличии гидрослюд—серицита. При обработке этиленгликолем и нагревании до 600 °С рефлексы не смещались.

Резюме. Глинистый сланец гидрослюдисто-серицитовый с пелитовой ориентированной структурой (зона раннего метатенеза).

Филлитоподобный сланец. Нижний карбон (Предкавказье).

1. Порода темно-серого цвета, сланцеватая, с занозистым изломом и шелковистым отливом на плоскостях и в изломе. В шлифе видно, что порода состоит из основной массы чешуек серицита и хлорита, линзочек из пакетов мусковита и хлорита по биотиту и линзочек вторичного кварца. Структура линзовидно-сегрегационная. Чешуйки основной массы ориентированы однообразно, параллельно своим длинными размерами и перпендикулярно к направлению залегания в результате чего наблюдается эффект прямого и одновременного угасания основной массы. Порода загрязнена тонким углистым пигментом.

2. Исследование в иммерсии показало наличие чешуек серицита ($n'_g=1,602$, $n_p=1,562$, $n'_g-n'_p=0,040$) и хлорита типа рипидолита с $n_g \approx n_m$ в пределах 1,604—1,626, с низким двупреломлением, с зеленой окраской и слабым плеохроизмом. Мусковит в пакетах мусковита и хлорита по биотиту имеет несколько более высокие показатели преломления ($n_g \approx n_m=1,610$), хлорит — примерно такие же оптические свойства.

3. Окрашивание суспензии не производилось.

4. Гранулометрический анализ выполнить невозможно, измерение в шлифах дало следующие результаты: размер чешуек серицита и хлорита в основной массе от 0,01 до 0,007 мм (толщина), пакеты хлорита и мусковита имеют толщину от 0,05 до 0,2 мм.

5. На кривых нагревания имеется три эндотермических эффекта: при 650 (с второстепенными прогибами кривой до и после 600 °С), около 800 и при 1100 °С (характерен для серицита). Наблюдается также экзотермический эффект при 400 °С. Такая сложная кривая получается от наложения эффектов хлорита и серицита. Экзотермический эффект связан с выгоранием органики.

6. На рентгенограммах естественных образцов наблюдаются характерные рефлексы хлорита в области 1,4; 0,7; 0,35; 0,18 нм и серицита в области 1,00; 0,50; 0,33; 0,25 нм. При нагревании до 600 °С рефлексы сохраняются и становятся более четкими; в образце, обработанном этиленгликолем, смещение рефлексов не наблюдалось.

Резюме. Филлитоподобный сланец серицито-хлоритовый с ориентированной линзовидной сегрегационной структурой (зона позднего метатенеза).

Глина каолиновая — первичный каолин (Глуховец, Винницкая обл.).

1. Глина белая, жирная на ощупь, при размешивании пальцами ощущается примесь кварцевых зерен, с примесью песчаных и алевритовых частиц. В шлифе видно, что основная масса сложена тонкочешуйчатым каолинитом (?), местами встречаются крупные (до 0,3 мм) вермикулитоподобные кристаллы каолинита, алевро-песчаных примесей до 5—7 %.

2. Исследования в иммерсии дали следующие значения показателей преломления каолинита: $n'_g=1,567$, $n'_p=1,561$, $n'_g-n'_p=0,006$.

3. Окрашивание МГ дало фиолетовый цвет, осадок плотный однородный. От прибавления KCl окраска не изменилась. С БН суспензия глины не окрашивается. Хризоидин окрашивает суспензию в желтый цвет.

4. Гранулометрический анализ показал содержание глинистых частиц 77 (<0,005 мм), алевритовых 18 (0,005—0,05 мм), песчаных 5 % (>0,05 мм). В обогащенном (отмученном) каолините содержание глинистых частиц 87, алевритовых 12 %, песчаных нет.

5. Кривые нагревания типичные для каолинита со слабым эндотермическим эффектом при 120, глубоким при 580 и интенсивным экзотермическим эффектом при 960 °С.

6. Рентгеновский анализ показал наличие интенсивных отражений с межплоскостным расстоянием 0,716; 0,357; 0,234; 0,183 нм.

Резюме. Глина каолининовая (первичный каолин) с примесями алевритовых и песчаных зерен.

11. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Определение общей емкости поглощения. Общее количество ионов в глинистой породе, способное к обмену в данных условиях, называют емкостью поглощения, или емкостью обмена. Емкость поглощения обычно выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г абсолютно сухого вещества и определяется в нейтральной среде, т. е. при $pH=7$.

Емкость обмена глинистых минералов различна и определяется их структурой и дисперсностью. По данным Р. Е. Грима, емкость катионного поглощения для различных глинистых минералов, мг-экв/100 г, следующая [Грим Р. Е., 1959 г., 1967]: каолинит — 3—15, галлуазит — 5—10, гидрослюда — 10—40, хлорит — 10—40, сепиолит, аттапульгит — 20—30, монтмориллонит — 80—150, вермикулит — 100—150.

Разный ход обменных реакций в глинистых минералах вызывает различную емкость поглощения. Частицы каолинита имеют жесткую кристаллическую решетку, исключая доступ находящихся в растворе ионов в межпакетные пространства. Базальные поверхности частиц каолинита электронейтральны, поэтому обменные реакции у него протекают только по сколам кристаллической решетки. Отсюда емкость поглощения каолинита небольшая — 3—15 мг-экв/100 г.

Базальные поверхности гидрослюд несут значительный отрицательный заряд, который возникает благодаря некомпенсированности зарядов внутри кристаллической решетки при замещении Si^{4+} на Al^{3+} и Fe^{3+} ионами более низкой валентности, обычно Mg^{2+} . Вследствие этого ионный обмен у гидрослюд происходит не только по сколам, но и по всей площади базальных плоскостей. В связи с этим емкость поглощения у гидрослюд больше, чем емкость поглощения у каолинита, и достигает 10—40 мг-экв/100 г.

У монтмориллонита базальные поверхности несут меньший отрицательный заряд, чем у гидрослюд, однако вследствие подвижного характера кристаллической решетки обменные реакции происходят не только на внешней, но и на внутренней поверхности частиц. Поэтому емкость обмена для монтмориллонита наибольшая и достигает 80—150 мг-экв/100 г.

Необходимо учесть, что емкость обмена резко возрастает при большом содержании органического вещества, поэтому последнее удаляют обработкой образцов перекисью водорода.

Общая емкость обмена определяется чаще всего методом адсорбции МГ [Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин, 1957].

Определение состава обменного комплекса. Определение обменного комплекса производится из проб с естественной влажностью. В хлористо-аммонийной вытяжке определяются Ca, Mg, SO_4 , CO_2 , HCO_3 . Н. С. Спиро рекомендует производить подсчет обменных кальция и магния в следующем порядке: из суммы Ca+Mg, мг-экв, полученных аналитически, вычесть сумму, мг-экв, $\text{SO}_4 + \text{CO}_2 + \text{HCO}_3$, тогда оставшиеся Ca+Mg будут соответствовать их обменному содержанию, ибо хлористо-аммонийная вытяжка затрагивает частично карбонаты и сульфаты отложений. Очевидно, такой пересчет справедлив, когда минералогически установлено наличие в породе карбонатных и сульфатных минералов.

Полученные данные по емкости обмена и составу обменного комплекса используют для предварительного вывода о минеральном составе глинистых осадков и пород и для выбора дальнейших методов исследования.

Валовой силикатный анализ глинистых пород (или глинистой фракции $< 0,005$ мм). Для определения химического состава осадков и осадочных пород существуют разнообразные методы: валовой, или силикатный анализ, вытяжки кислотные и щелочные (солянокислые, уксуснокислые, хлористо-аммонийные и содовые), изучение форм железа, кремнезема, марганца и серы, изучение микроэлементов.

Силикатный химический анализ глинистых отложений позволяет получать количественное содержание основных породообразующих окислов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , SO_3 , CO_2 , H_2O^+ , H_2O^- . Различные группы глинистых минералов имеют определенные химические характеристики.

Содержание породообразующих окислов, %

Группа	Al_2O_3	SiO_2	K_2O
Каолинита	37—39	44—45	< 1
Гидрослюд	18—26	46—56	> 5
Монтмориллонита	16—17	50—51	$< 0,5$

Однако для получения достоверных данных в содержание валового SiO_2 необходимо вносить поправку за счет присутствия в глинистой фракции тонкодисперсного обломочного кварца и аутигенного кремнезема.

Весьма часто при химическом изучении глинистых отложений используется отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, указывающее на преобладание определенной группы глинистых минералов: для каолинитовой группы это отношение порядка 2, для монтмориллонитовой — 4, промежуточное значение свидетельствует о преобладании гидрослюд. Повышенное в целом содержание калия соответствует преобладанию в породе гидрослюд, повышенное содержание магния свидетельствует чаще всего о присутствии хлорита, иногда монтмориллонита.

Длительный и дорогостоящий силикатный анализ в последние годы с успехом заменяется сокращенным спектральным силикатным анализом. Для выполнения этого анализа требуется 0,03—0,05 г вещества, в котором определяются SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O [Рубинович Р. С. и др., 1968].

Данные валового химического анализа используются для оценки пород как полезных ископаемых и для литолого-палеогеографических построений. В последнее время наметилась тенденция к использованию пороодообразующих окислов и их отношений для палеогеографических реконструкций, для характеристики условий осадконакопления: степени или интенсивности выветривания на континенте в период осадконакопления, климатических условий и солености бассейнов седиментации. Из числа наиболее часто используемых отношений следует указать $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и некоторые другие.

Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (в гидрослюдах) используется для оценки степени интенсивности выветривания на континенте в период образования характеризуемых пород. Значение отношения алюминия к натрию в глинистой части пород служит характеристикой ее зрелости. Алюминий является наименее подвижным компонентом в глинистых минералах, а натрий легко удаляется из них. Естественно предполагать, что глинистые минералы по мере усиления химического выветривания на континенте обогащаются алюминием и обедняются натрием, и отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает. Следовательно, эта величина, по мнению А. Б. Ронова и Е. П. Акульшиной, может быть принята за показатель зрелости глинистой части пород.

Кроме указанного для характеристики зрелости глин и глинистой части других пород или интенсивности выветривания используется отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Обоснование выбора этой величины следующее: известно, что в процессе выветривания силикатных пород происходит значительная потеря щелочных металлов. В паре щелочных элементов $\text{K}—\text{Na}$ натрий связан менее прочно, чем калий, в кристаллической решетке и легче вытесняется другими ионами, имеющими большой радиус. Поэтому в остаточных глинах, как правило, натрия обычно во много раз меньше калия. Отсюда отношение их также характеризует интенсивность выветривания и является показателем зрелости глинистых минералов.

Нередко для определения зрелости пород и степени интенсивности выветривания используются не только вышеупомянутые величины, но и просто содержания K_2O *.

* О содержании K_2O судят не только на основе химических определений, но и используют зависимость между отношением интенсивности отражений в области 1,0 и 0,5 нм (по данным рентгеноструктурного анализа) и содержанием калия [Акульшина Е. П., Писарева Т. М., 1969].

Для оценки климатических условий используется отношение Al_2O_3/TiO_2 . Выбор этого отношения основан на положении о том, что титан и алюминий тесно связаны в своем поведении еще в коре выветривания и сохраняют эту связь в конечном водоеме стока.

Миграцией алюминия и титана управляют одни и те же закономерности. Однако титан относительно алюминия мигрирует при более щелочных условиях. Поэтому отношение Al_2O_3/TiO_2 в глинистой части пород может служить показателем того, при каком относительном значении рН происходило образование глинистых минералов в коре выветривания. Таким образом, отношение Al_2O_3/TiO_2 используется для характеристики рН среды. Кислые условия выветривания ($pH < 6$) характеризуются значением $Al_2O_3/TiO_2 < 2$, нейтральные ($pH = 6 \div 7$) — 20—30, щелочные ($pH > 8$) — > 30 . Предполагается, что при отношении $Al_2O_3/TiO_2 = 20$ в области денудации господствуют гумидные климатические условия, более 30 — аридные, а промежуточные значения свидетельствуют о переходных климатических условиях.

В последние годы данные силикатного химического анализа все больше и больше используются при изучении измененных первично-осадочных пород, широко развитых в пределах древних щитов. Предложено несколько методов пересчета данных валового анализа на исходный компонентный состав седиментогенных метаморфических пород [Предовский А. А., 1970; Розен О. М., 1970]. Все эти пересчеты предполагают, что химический состав первично-осадочных пород в процессе метаморфизма не меняется (процесс изохимический).

Вытяжки щелочные и кислотные. Щелочные вытяжки (хлористо-аммонийная и содовая) применяются: первая для определения общей емкости поглощения и состава обменного комплекса, вторая для определения в осадках и породах аморфного кремнезема (из отдельной навески при помощи 5 %-ной содовой вытяжки).

Кислотные (солянокислые и уксуснокислые) вытяжки применяются для определения содержания в осадке или породе реакционноспособных железа, марганца, кальция и магния. В указанных вытяжках (2—5 %-ной соляной или 2н. уксусной) определяются: нерастворимый осадок, железо, марганец, кальций, магний. Из отдельной навески определяют CO_2 . Полученные окислы пересчитываются на элементы или соли. Окислы железа и марганца, пересчитанные на элементарное железо (коэффициент 0,695) и элементарный марганец (коэффициент 1,29), условно принимаются за реакционноспособную часть этих элементов. Окиси кальция и магния пересчитываются на карбонатные соли (гл. III, табл. 42). В целом для получения полной характеристики химического состава отложений используются все перечисленные способы. Удобнее всего такая последовательность в производстве анализов.

1. Определить легкорастворимые соли в пробе с естественной влажностью путем отжатия из пробы поровых растворов или с помощью 60 %-ной спиртоводной вытяжки. В вытяжке находят сумму солей и их состав.

2. После удаления легкорастворимых солей произвести хлористо-аммонийную вытяжку, в которой определить общую обменную емкость и состав обменных катионов и анионов.

3. В солянокислой (2- или 5 %-ной) или уксуснокислой (2 н.) вытяжке определить содержание железа, марганца, кальция, магния, нерастворимого остатка и CO_2 .

4. После удаления легкорастворимых солей, обменного комплекса и реакционноспособных элементов в пробе определить содержание основных компонентов силикатной части нерастворимого осадка с помощью силикатного спектрального анализа на девять компонентов.

5. С помощью 5 %-ной содовой вытяжки определить содержание аморфного кремнезема.

6. Нередко для оценки физико-химических условий формирования осадков и пород определяются формы нахождения некоторых элементов (железа, кремния, марганца и серы). Обычно определяют следующие формы железа: валовое (окисное и закисное), закисное (легкорастворимое), окисное (легкорастворимое) и сульфидное (по сере). Определенные формы кремния: терригенный — кварц, аутигенный (аморфный) — опал.

12. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Изучение микроэлементов в глинистых породах производится для полноты характеристики вещественного состава и для уточнения протекавших химических процессов. Для определения состава микроэлементов применяется полуколичественный спектральный анализ. Для него характерны малая навеска проб (0,03—0,05 г), высокая чувствительность (до 0,01—0,0001 %) и возможность определения большого числа элементов (до 40). Полуколичественный анализ на 35—40 элементов позволяет ориентировочно определить их содержание и произвести группировку осадков. Для каждой выделенной группы выполняется количественный спектральный анализ [Рубинович Р. С. и др., 1968].

Количественный спектральный анализ выполняется на Fe, Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr, Cu, Al, Si. Точность этого анализа составляет 10—25 % определяемого содержания элемента. Он выполняется для каждой из групп отложений, выделенных на основе полуколичественного спектрального анализа.

13. ИЗУЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Органическое вещество * практически постоянно присутствует в глинистых осадках и породах. ОВ относится к числу обычно малых, но весьма важных компонентов, имеющих большое значение на всех этапах литогенеза. Оно влияет на миграцию многих химических элементов при формировании кор выветривания и образовании исходных продуктов. Помимо этого ОВ является чутким индикатором фациальной обстановки осадконакопления. Весьма важна его роль как геологического термометра при оценке степени преобразования пород диагенеза, катагенеза и метагенеза.

Углеродистое ОВ содержится в породах в различной форме от концентрированного до рассеянного и изучается различными методами [Войцеховская А. Г., 1971; Парпарова Г. М., 1981 г.].

Углепетрографический метод. Это способ исследования концентрированного и рассеянного органического вещества. В породах нередко присутствуют остатки высших растений, представленных различными измененными тканями высших растений и устойчивыми против разложения компонентами. В состав обугленных растительных остатков входят следующие компоненты: 1) микрокомпоненты группы витринита **, 2) микрокомпоненты группы фюзинита, 3) группа лейптинита — обрывки кутинита, экзинита (обрывки спор) и резинита (остатки смоляных тел), 4) группа альгинита (водоросли).

Изучение органических остатков методом углепетрографии проводится в проходящем, отраженном и ультрафиолетовом свете. Углепетрографические исследования дают представление о микрокомпонентном составе ОВ и количественном соотношении компонентов, позволяют судить об исходном составе материала и о ходе диагенетического преобразования последнего.

Микрокомпонентный состав углефицированных растительных остатков характеризуется преобладанием микрокомпонентов группы витринита. В осадках и породах они распределены в виде линз, прослоев, волокон и других форм. Под микроскопом в проходящем свете цвет их от коричнево-красного (у изотропных обрывков) до красного (с оранжево-красными тонами поляризации). В отраженном свете первые имеют серый цвет и низкий рельеф, вторые — светло-серый и высокий рельеф. Микрокомпоненты группы фюзинита характеризуются в про-

* Органическое вещество принято обозначать ОВ, рассеянное органическое вещество — РОВ.

** Витринит — геифицированный компонент гумусового вещества. Выделяют структурные геифицированные ткани (β -витринит) и бесструктурные геифицированные ткани (Δ -витринит).

ходящем свете черным цветом и непрозрачностью. Липоидные компоненты при тех же условиях светло-желтого или оранжево-желтого цвета, в отраженном — темно-серые с низким рельефом.

Для группы витринита определяют показатели преломления, используя иммерсионные жидкости, и измеряют отражательную способность. Для витринита установлено закономерное изменение показателя преломления от степени углефикации. Вместе с возрастанием степени углефикации возрастает показатель преломления витринита.

По показателю преломления витринита построена шкала для определения степени изменения органического вещества углей.

Стадия	<i>N</i>	<i>R</i> . %*
Буроугольная	1,62—1,72	0,25—0,50
Длиннопламенная	1,72—1,76	0,50—0,64
Газовая	1,76—1,83	0,64—0,90
Жирная	1,81—1,90	0,90—1,12
Коксовая и тощих углей	1,90—1,97	1,12—2,49
Антрацитовая	1,97—2,06	2,49—6,20

* Отражательная способность витринита в иммерсии.

Отражательная способность угольных включений в осадочных породах, так же как и концентрированного ОВ, служит показателем состава и степени преобразования слагающих их микрокомпонентов. Отражательная способность является выражением глубоких молекулярных изменений ОВ, происходящих под влиянием повышения температуры и давления. Возможность определения степени углефикации ОВ по отражательной способности основана на повышении блеска с увеличением степени углефикации. В настоящее время широкое применение получил фотоэлектронный метод определения отражательной способности ОВ. Отражательная способность используется для оценки нефтеносности осадочных пород. Установлена тесная связь между отражательной способностью витринита и палеотемпературами.

При изучении рассеянного органического вещества в породах в настоящее время в практику исследований входит изучение НОВ (нерастворимая часть органического вещества). Подтверждение принципиального сходства между рассеянными и концентрированными формами ОВ открыло путь к широкому изучению РОВ. Методом обогащения (т. е. растворением минеральной части породы) получают концентрат НОВ. Из него готовятся прозрачно-полированные шлифы и аншлифы, которые изучаются в отраженном и проходящем свете. Для НОВ, как и для детритного вещества, определяют показатель преломления и отражательную способность.

Люминесцентно-битуминологический метод. Под этим методом понимается изучение закономерностей изменения качественного состава и количественного содержания битуминозных

веществ в горных породах, основанное на использовании массовых данных люминесцентно-битуминологического анализа. Это наиболее простое средство первичной диагностики битуминозных веществ, широко распространенных в различных горных породах либо в рассеянном, либо в концентрированном состоянии. В основе его лежит наблюдение за люминесценцией битуминозных веществ в породах, в различных органических растворителях (хлороформе, спиртобензоле) или на капиллярных вытяжках. Этот анализ характеризуется экспрессностью, высокой чувствительностью, наглядностью получаемых результатов, наименьшим изменением в процессе анализа битуминозных веществ по сравнению с другими способами исследования и другими достоинствами.

Люминесцентно-битуминологический анализ включает просмотр образцов под люминесцентной лампой (обычно используется ближняя область ультрафиолетовых лучей — 300—400 нм), капельно-люминесцентный анализ, сопровождающийся нанесением на свежую поверхность образца капель нелюминесцирующих растворителей (хлороформа и спиртобензола), анализ в одном и в двух растворителях.

Капельно-люминесцентный анализ используется для ориентировочной диагностики качества битумоида, оценки битуминозности, выделения типа битуминозных текстур, а по форме и размеру пятна позволяет ориентировочно оценить содержание битуминозных веществ в горных породах.

Цвет люминесцирующего пятна, возникающего при нанесении капли растворителя, грубо характеризует качественный состав битумоида. Так, люминесцирующее после нанесения хлороформа пятно желтого цвета, переходящее после испарения в коричневое, свидетельствует о наличии в породе тяжелого битума, а пятно желто-голубое, исчезающее с испарением хлороформа, свидетельствует о наличии в породе легкого битумоида, содержащего значительное количество масел.

Люминесцентно-битуминологический анализ в одном растворителе дает возможность по цвету люминесценции хлороформенного экстракта и капиллярных вытяжек битумоидов качественно охарактеризовать битумоиды. Для определения количественного содержания битумоидов необходимо подобрать эталонную коллекцию. Количественные определения проводятся путем сопоставления яркости и цвета люминесценции испытуемого раствора и его капиллярной вытяжки с люминесценцией выбранных эталонов.

Люминесцентно-битуминологический анализ в двух растворителях (хлороформе и спиртобензоле) позволяет производить оценку количественного содержания и качественного состава битумоидов методом сравнения с жидкостными и капиллярными хлороформенными и спиртобензолными эталонами.

Интерпретация результатов люминесцентно-битуминологического анализа проводится в сочетании с другими видами иссле-

дований (микроскопией, химическим и спектральным анализами и др.). Люминесцентно-битуминологический анализ применяется для обнаружения и первичной диагностики битуминозных веществ и для выяснения характера их распределения в породе. Данные учитываются при изучении геологических разрезов с целью стратификации, корреляции и выделения маркирующих горизонтов. Результаты используются при составлении карт битуминозности, для выявления ореолов рассеивания битуминозных веществ и прослеживания миграции битуминозных веществ и их генезиса.

Химическое определение органического вещества. Точное определение суммарного количества органического вещества составляет трудную задачу, поэтому обычно ограничиваются определением некоторых компонентов органического вещества ($C_{орг}$, Н и N). По содержанию органического углерода с применением соответствующих коэффициентов подсчитывают количество органического вещества. В зависимости от типа пород и степени изменения их применяются те или иные пересчетные коэффициенты: для торфяной стадии углекислотной — 1,85, для газовой — 1,18, для антрацитовой — 1,05. Для пересчета $C_{орг}$ на $ОВ$ почв используется коэффициент 1,727, а для современных данных осадков — 1,82 [Лапина Н. Н., 1977]. При этом определении должна обязательно осуществляться кислотная обработка образцов для удаления карбонатного углерода.

Наиболее известны три метода определения $C_{орг}$: сжигание в печи элементарного анализа, газометрический метод с применением аппарата Вюртца — Штролейна и сжигание хромовой смесью по методу Кнопфа.

При специальных исследованиях производят химико-битуминологический анализ, при котором определяют групповой состав $ОВ$ (битумоиды, гуминовые вещества и НОВ).

14. ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

Изучение глинистых минералов в электронном микроскопе является обязательным видом их диагностики при детальных литологических исследованиях. Электронные микроскопы позволяют изучать глинистые частицы с разрешающей способностью, недоступной световой микроскопии. В настоящее время для исследования глинистых минералов используют микроскопы просвечивающего и растрового типов.

Электронные микроскопы просвечивающего типа используют вместо светового луча поток электронов. Созданный с помощью электронной пушки пучок электронов проходит сквозь исследуемый объект, как бы просвечивая его. Наилучшая разрешающая способность современных электронных микроскопов просвечивающего типа составляет $(3 \div 4) \cdot 10^{-10}$ нм, увеличение достигает $250\,000\times$. В СССР созданы приборы просвечивающего типа: ЭМВ-100К, ЭМВ-100Л, ЭМВ-100БР.

Для исследования в просвечивающем электронном микроскопе препарат готовят методом суспензий и порошков, а также методом реплик и ультратонких срезов [Грицаенко Г. С. и др., 1961; Рекшинская Л. Г., 1966; Сергеева Н. Е., 1977]. Наиболее часто используются методы суспензии и реплик.

Метод суспензии и порошков. В практике электронномикроскопического исследования глинистых минералов эти методы широко применяются для наблюдения за морфологическими особенностями глинистых частиц. Подготовка образцов для просмотра в просвечивающих электронных микроскопах осуществляется способами влажного или сухого препарирования. При методе влажного препарирования необходимой операцией является приготовление устойчивой суспензии. Для этого навеска глинистой породы (несколько долей грамма) помещается в пробирку с дистиллированной водой. Для получения устойчивой суспензии и предотвращения коагуляции в воду добавляют 1—2 капли раствора аммиака. Суспензия глинистых минералов отстаивается сутки. Для приготовления препарата микропипеткой берется капля суспензии с глубины 7 см с частицами < 1 мкм. Суспензия наносится на сетку с пленкой-подложкой, приготовленной из различных органических (коллоидий) или неорганических материалов. Пленки-подложки должны быть механически прочными, термостойкими, однородными, бесструктурными и «прозрачными» для электронов. Приготовление наиболее часто используемых коллоидных пленок заключается в нанесении 1—2 %-ного раствора коллодия в амилацетате на поверхность дистиллированной воды в чашке Петри. Капля суспензии, нанесенная на сеточку с пленкой-подложкой, высушивается. Хорошо приготовленный препарат должен содержать достаточное количество равномерно распределенных частиц с небольшими между ними просветами и без их взаимного наложения.

В методе сухого препарирования (метод порошков) исследуемое вещество наносится на пленку-подложку в сухом виде без предварительного суспензирования путем насыпания порошка на подложку или опускания сетки с подложкой в порошок.

Метод суспензий и порошков успешно используется для изучения глинистых минералов. С помощью его можно получать морфологические характеристики глинистых минералов, определять размеры, толщину, степень окристаллизованности и сохранности настиц, оценивать их количественные соотношения и проводить точную или ориентировочную диагностику.

Метод реплик и ультратонких срезов. Кроме приготовления просвечиваемых препаратов при исследовании глинистых минералов прибегают к методу реплик и микротомированию. Для получения реплик используют свежий скол с образца, поверхность которого тщательно очищают кисточкой от пылеватых частиц. Очищенный скол укрепляют горизонтально с помощью

пластилина и помещают для напыления в вакуумную установку. На поверхность исследуемого образца наносится тонкий слой вещества (пластиковый материал, углерод, металлы и др.), который затем отделяют химическим или механическим путем от образца и изучают реплику в электронном микроскопе.

Привлечение метода реплик к изучению образцов глинистых минералов дает исследователям большой объем разнообразной информации. Этот метод позволяет увидеть тонкие особенности морфологии отдельных минеральных частиц и микрорельефа их поверхности. Реплики позволяют выяснять расположение отдельных минералов в ассоциации глинистых минералов (рассеянно или группами, беспорядочно или ориентированно) в естественном залегании.

В просвечивающем электронном микроскопе возможно также изучать ультратонкие срезы пород или минералов толщиной в несколько тысяч нанометров. Получают ультратонкие срезы с помощью приборов — ультрамикротомов. Ультратонкие срезы позволяют изучать микростроение пород, включая поровое пространство.

Растровые, или сканирующие, электронные микроскопы (РЭМ) служат, так же как и микроскопы просвечивающего типа, для непосредственного исследования объектов. Изображение в них создается с помощью тонкого электронного луча (электронного зонда), перемещающегося по поверхности образца и выбивающего из него вторичные электроны. Наилучшее разрешение РЭМ в настоящее время достигает $(5 \div 7) \cdot 10^{-8}$ нм. Применяемые в РЭМ приставки позволяют осуществлять наклон образцов, вращение, сжатие, растяжение, нагрев и охлаждение.

Для просмотра образцов с помощью РЭМ из исследуемых объектов получают свежие сколы. Размер образцов имеет диаметр 10—40 и высоту до 20 мм. Влажные образцы глин предварительно сушатся методом вакуумной морозной сушки. Плотные породы предварительно шлифуются, затем протравливаются в парах кислот. На поверхность образца наносится тонкая пленка металла. Металл напыляется в вакуумной установке, толщина пленки металла $5 \cdot 10^{-8}$ — $2 \cdot 10^{-3}$ нм. Возможно также использование шлифов, приготавливаемых по обычной методике (но без покровного стекла) и напыленных металлом.

Растровые электронные микроскопы позволяют получать дополнительные данные об особенностях глинистых пород. Они дают возможность наблюдать поверхность массивных образцов, взаимное расположение минералов и структуру порового пространства, форму, размер и взаимоотношение пор в глинистой породе. Большое значение имеет применение РЭМ для изучения микротекстурных особенностей глинистых пород.

Наибольшее значение при диагностике глинистых минералов при электронномикроскопическом исследовании имеет

форма, четкость контуров, размер и прозрачность. В большинстве случаев у глинистых минералов эти признаки существенно различаются, что позволяет производить их идентификацию. Так, для минералов группы каолинита более характерна псевдогексагональная форма частиц с четкими контурами, частицы обычно выглядят темными (рис. 42)*, контуры их резкие, размеры нередко довольно значительные. Исследователями выделяются три морфологические разновидности каолинитов: 1) хорошо развитые, преимущественно изометричные, частью удлиненные псевдогексагональные; 2) кристаллы с одной или несколькими развитыми гранями; 3) чешуйчатые кристаллы преимущественно изометричной формы, утолщающиеся к краям с резкими очертаниями частиц. Образование первых связывается с кристаллизацией алюмокремниевых гелей в благоприятных условиях, возникновение вторых — с быстротой кристаллизации гелей при частичном растворении на материале образовавшихся кристаллов, такая же форма может возникнуть при переносе в водной среде. В последнем случае происходит не только механическое разрушение, но и частично растворение и замещение другими глинистыми минералами (появляются размытые очертания и разъедание поверхностей частиц каолинита). Наконец, третьи возникают при выветривании слюдястых минералов, полевых шпатов через слюдястую стадию (мелкочешуйчатый каолинит).

Дикит сходен с каолинитом, но нередко имеет большие размеры, меньшую прозрачность и более четкие очертания. Галлуазиты чаще отличаются трубчатой формой частиц (рис. 43, 44).

Монтмориллонитам присущи расплывчатые (хлопьевидные или облачные) контуры и непостоянная толщина агрегатов (рис. 45). Дисперсность частиц сильно зависит от состава межслоевых катионов. При преобладании в составе обменных катионов Са и Mg частицы собраны в крупные более компактные агрегаты, имеющие значительную толщину и сравнительно четкие контуры. Монтмориллониты пеплового происхождения обычно тонкодисперсны и нередко содержат крупные слабопрозрачные частицы — обломки вулканического стекла. Нонтронит имеет частицы щепковидной удлиненно-пластинчатой и реже волокнистой формы. Параллельные стороны четкие, концы размытые. Сапонит состоит из разбухающих полупрозрачных нитевидных волокон с расплывчатыми очертаниями, образующими бесструктурную войлокоподобную массу с непрозрачными агрегатами волокон веретеновидной формы.

Отличительными морфологическими особенностями гидрослюд являются: пластинчатая форма частиц, изометричный или удлиненный облик с четкими линиями ограничения, незначительная толщина, наличие ступенчатых сколов. Контуры частиц гидрослюд могут быть угловатыми и сглаженными (рис.

* Увеличение на всех фотографиях 10 000—12 000×.

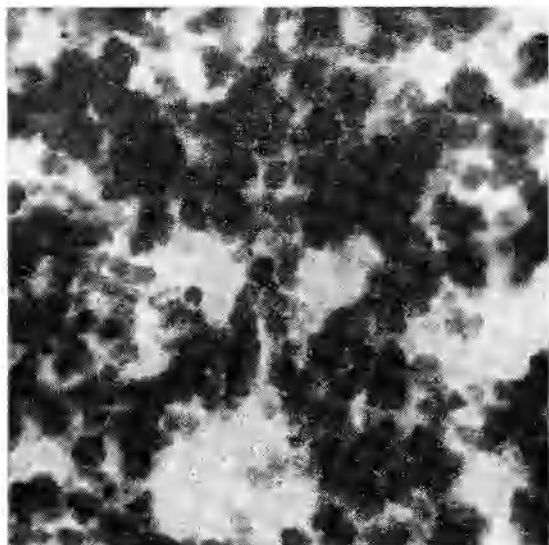


Рис. 42. Электронная микрофотография каолинита.



Рис. 43. Электронная микрофотография каолинита с таллуазитом.



Рис. 44. Электронная микрофотография галлазита.

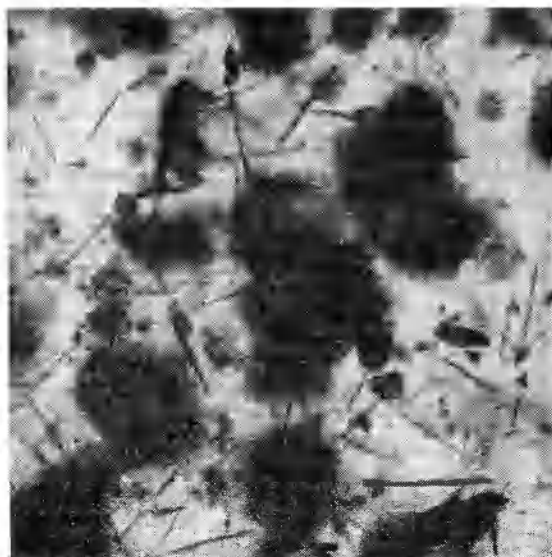


Рис. 45. Электронная микрофотография монтмориллонита с палыгорскитом.

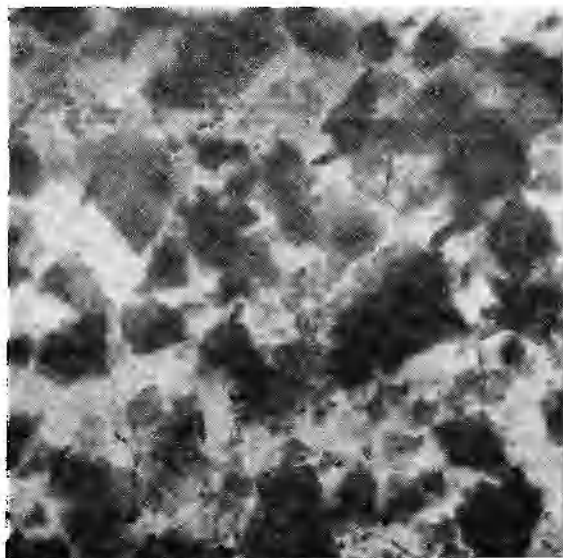


Рис. 46. Электронная микрофотография гидрослюд.



Рис. 47. Электронная микрофотография пalyгорскита, монтмориллонита и гидрослюды.

46). Среди них выделяют несколько морфологических разновидностей.

1. Изометрично-пластинчатые (чаще всего модификации 2М) с округленными контурами, прозрачные в тонких частях, неодинаковой толщины и плотности.

2. Удлиненно-пластинчатые формы гидрослюд (чаще всего модификации 1М) и щепковидные разновидности. Они обладают небольшой плотностью и толщиной, редко прозрачны, иногда имеют обломанные края, нередко расщеплены по спайности. Часто возникают за счет эпигенетической гидрослюдизации в обломочных породах.

3. Гидрослюды изометричной формы с нечеткими оплывшими изрезанными контурами, иногда хлопьевидными, с различной плотностью и толщиной.

Палыгорскит и сепиолит характеризуются плосковолокнистой сильно удлиненной формой чешуек. У первого ширина и толщина одинаковы на всем протяжении (рис. 47), у второго они часто меняются, что придает ему веретенovidную форму.

15. ЭЛЕКТРОНОГРАФИЯ

Электронографический анализ весьма эффективно решает многие задачи при исследовании свойств и особенностей строения глинистых минералов. В совокупности с рентгеновским анализом он дает возможность получить полные сведения о минеральном составе глинистой фракции.

Электронографическим методом объект исследуется в условиях высокого вакуума. Полученные электронограммы содержат богатый набор общих рефлексов hkl , распределенных в двух измерениях. Основными возможностями электронографического метода являются следующие.

1. Диагностика минералов.

2. Детальное структурное изучение минералов. Электронографический метод дает возможность быстро определить параметры элементарных ячеек у глинистых минералов и помогает выделять разновидность глинистых минералов с разной степенью совершенства структуры.

3. Строгое определение полиморфных (политипных) модификаций.

4. Характеристика нарушения упорядоченности структуры минералов. По электронограммам достаточно точно определяется степень совершенства структур каолинитовых, слюдистых, хлоритовых и других минералов.

Теоретические основы электронографии, описание аппаратуры, методика работ, способы приготовления препаратов, получение и интерпретация электронограмм приведены в работах Б. К. Вайнштейна [1956], М. Ф. Викуловой [1952 г.] и Б. Б. Звягина-[1964].

16. ПРИМЕРЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИН КОМПЛЕКСОМ МЕТОДОВ

(по М. В. Викуловой [1957 г.]

Каолинитовая сухарная глина — аргиллит (г. Боровичи, месторождение Междуречье, Новгородская обл.). Глина белая с остроугольно-кусковой отделимостью, мелкопористая, из верхней части пласта, залегающего среди пород песчано-глинистой толщи карбона континентального происхождения.

1. По данным изучения в шлифах основная масса породы очень тонкодисперсная, почти изотропная, что характерно для каолинитовых сухарных глин, лишь участками наблюдаются мелкие выделения и тонкие прожилки почти чистого каолинита со слабым дупреломлением. Окраска основной массы светло-коричневая и неоднородная, обусловленная неравномерным распределением тонкодисперсного органического вещества. Структура лептопелитовая колломорфная ооидная. Ооиды имеют размеры 0,01—0,1 мм и неправильную округлую форму. Они рассеяны в массе породы, тесно соприкасаются друг с другом, часто сливаясь. Часть ооидов имеет более светлую окраску или почти прозрачны, так как сложены осветленным каолинитом, другие имеют более темный коричневатый оттенок от примеси к каолиниту ОВ. Кроме ооидов в породе видны неправильной иногда угловатой формы участки, окрашенные в коричневый цвет ОВ. Обособление ооидов в этих участках, по-видимому, происходило в стадии диагенеза при процессах старения гелевидного осадка и его перекристаллизации. Наблюдаются включения рассеянных редких мелких зерен прита округлой или неправильной формы.

2. При отмучивании для каолинитовых непластичных глин обычно не удается получить хорошо ориентированные препараты частиц $<0,001$ мм и поэтому можно измерить лишь средний показатель преломления агрегатов частиц $<0,001$ мм ($n_m = 1,570$).

3. При окрашивании МГ и МГ+КСI цвет суспензии в обеих пробирках был блекло-фиолетовым, осадки плотные. Обе спектральные кривые относятся к типу К, на них имеется один максимум поглощения около 565 нм, характерный для каолинита. Бензидин (БН) очень слабо окрашивает суспензию в бледно-голубой цвет, осадок плотный, содержит редкие мелкие синие пятна, что, по-видимому, указывает на усиление связи красителя на краях частиц каолинита, так как минерала, более сильно связывающего краситель, чем каолинит, не обнаружено. В результате слабого окрашивания БН при фотометрировании получается очень пологая спектральная кривая типа IV₂, но все же в пей помимо максимума около 616 нм имеется второй максимум около 667 нм, что соответствует присутствию синих пятен в окрашенной БН суспензии.

4. Электронномикроскопический снимок показывает, что фракция $<0,001$ мм состоит из непрозрачных и реже полупрозрачных более тонких частиц каолинита, преимущественно изометрической формы с резкими очертаниями, большей частью окристаллизованных и иногда с разорванными краями от растирания во влажном состоянии куска породы. Размер кристаллов 0,3—2 мкм, преобладающий — 1 мкм.

5. Кривая нагревания типична для хорошо окристаллизованного каолинита, не имеющего низкотемпературной эндотермической реакции (эндотермический эффект при 600, экзотермический при 1000 °С).

6. Сумма поглощенных катионов составляет 7,16 мг-экв/100 г фракции $<0,005$ мм, коэффициент щелочности — 0,47. В поглощенном комплексе $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$; $\text{pH} = 6,1$. Эти данные характерны для каолинитовых глин и не противоречат континентальному происхождению породы.

7. Химический анализ фракции $<0,001$ мм породы и его пересчет на структурную формулу показывают, что образец состоит почти из чистого каолинита ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 38,29$, $\text{SiO}_2 = 43,93$, $\text{K}_2\text{O} = 0,16\%$). Количество примесей ничтожно, но все же они есть.

8. Рентгенограмма фракции $<0,001$ мм имеет большое количество ясно выраженных линий каолинита на слабом фоне от общего рассеянного излучения и, по заключению Г. А. Ковалева, показывает: фракция состоит из хорошо окристаллизованного каолинита с довольно крупными кристаллами, что согласуется с данными электронной микроскопии.

Электроннографическими исследованиями установлены следующие параметры элементарной ячейки каолинита: $a=0,514$, $b=0,888$, $c=0,72$ нм, $\beta=105^\circ$. Период c является строгим лишь в некотором приближении, что говорит о неполном совершенстве структуры и лишь о частично строгой периодичности слоев.

Резюме. Аргиллит (сухарная глина) состоит в основной массе из каолинита с довольно совершенной структурой, возникшего в результате старения и кристаллизации гелевидного осадка, состоявшего в основном из гелей кремнезема и глинозема; возможно присутствие в ничтожных количествах гидраргиллита.

Монтмориллонитовая глина (обр. № 150, с. Гумбри, Кутаисская обл., Грузинская ССР). Глина (гумбри) светло-желтоватая с раковнистым изломом, восковидная, неразбухающая в воде, монтмориллонитовая, залегает пластом среди верхнемеловых отложений, сложенных глинисто-карбонатно-песчаными породами с туфогенным материалом. В основании пласта глины залегают глауконитовый песок.

1. Хороший шлиф из обр. № 150 вследствие вязкости глины получить не удалось. В шлифе обр. № 151, взятого на высоте 0,1 м от подошвы, и выше лежащих образцах (№ 152, 153, 154 и др.) отчетливо видна реликтовая пепловая структура породы. Наблюдаются многочисленные удлиненные, изогнутые и угловатые обломки пеплового материала, чисто изотропные (стекловатая масса), с низким преломлением, часто замещенные монтмориллонитом. Глинистая монтмориллонитовая масса выполняет все промежутки между пепловыми обломками. Глинистые частицы ориентированы беспорядочно, иногда огибают обломки стекла, что создает сетчатое погасание в скрещенных николях, двупреломление повышенное (белые и желтовато-оранжевые цвета интерференционной окраски). Встречаются в ничтожном количестве мелкие чешуйки зеленого биотита и хлорита, частью разложенные и сливающиеся с основной зеленовато-желтоватой глинистой массой, и редкие зерна минералов тяжелой фракции. По гранулометрическому составу глина тонкодисперсная, алевролитовая.

2. Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц $<0,001$ мм: $n'_g=1,523$, $n'_p=1,502$, $n'_g-n'_p=0,021$. Двупреломление недостаточно высокое для монтмориллонитов, что связано, возможно, с присутствием изотропных низкопреломляющих частиц стекла.

3. МГ фракция окрашивается в фиолетовый цвет, переходящий от добавления KCl в голубовато-зеленый. БН окрашивает суспензию в синий цвет, осадок немного рыхлый, тип спектральной кривой IV₁ с хорошо выраженным максимумом около 616 нм, что соответствует однородному прокрашиванию глины.

4. Согласно данным электронной микроскопии фракция $<0,001$ мм состоит из удлиненных чешуек монтмориллонита с расплывчатыми очертаниями, похожими на частицы нонтронита. Кроме того, присутствуют агрегаты монтмориллонита в виде комочков с размытыми очертаниями, а также непрозрачные угловатые с резкими контурами и острыми выступами частицы (вероятно, обломки пеплового материала).

5. Кривая нагревания характерна для монтмориллонита с повышенным ($>5\%$) содержанием железа (первый эндотермический эффект при 200°C очень глубокий, второй при 580 , третий при 860°C). Небольшой экзотермический эффект при 400°C связан с выгоранием ОВ.

6. Емкость поглощения глины составляет $125,5$ мг-экв/100 г фракции $<0,005$ мм, что свойственно монтмориллонитовым глинам, $\text{pH} = 7,52$. В поглощенном комплексе катионов $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$ ($\text{Ca} = 98,88$, $\text{Mg} = 15,03$, $\text{Na} = 3,73$, $\text{K} = 7,86$ мг-экв/100 г).

7. По химическому составу гумбри по сравнению с каолинитовыми глинами характеризуется низким содержанием Al_2O_3 и TiO_2 . Содержание щелочей также невысокое. Наблюдается характерное для монтмориллонитов повышенное содержание SiO_2 , MgO , CaO и H_2O ($\text{SiO}_2 - 56,70$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18,62$, $\text{MgO} - 5,40$, $\text{K}_2\text{O} - 0,36\%$).

8. По данным рентгеновского анализа минерал фракции $<0,001$ мм относится к монтмориллониту. Электроннографическими исследованиями об-

разца 151 определены следующие параметры элементарной ячейки: $a=0,517$, $b=0,894$, $c=1,0$ нм, $\beta=100^\circ$. Величина c , как и для вышерассмотренных монтмориллонитов, определяет лишь минимальный псевдопериод, равный расстоянию между последовательными слоями по оси c .

Резюме. Гумбрин (обр. № 150) представляет собой монтмориллонитовую глину пеплового происхождения, образовавшуюся в морских условиях и содержащую примесь неразложившегося стекла и ничтожное количество примесей других минералов.

Гидрослюдистая глина (обр. № 122, левый берег р. Тосно у впадения р. Саблинки, Ленинградская обл.). Глина серовато-голубовато-зеленоватая с полуракловатым изломом, скорлуповатой отдельностью, следами ходов червей, из толщи синих нижнекембрийских морских шельфовых глин, образовавшихся вне зоны взмучивания.

1. Глинистое вещество в проходящем свете имеет бледный зеленовато-желтый цвет. Структура алеврослитовая. Глинистые частицы почти одинаково ориентированы, имеют однородное погасание в скрещенных николях. Это указывает на сравнительно спокойные условия осаждения глинистого материала. Двупреломление высокое, характерное для гидрослюдов. Алевритовая примесь составляет около 5—10%. Размер зерен 0,01—0,04 мм, т. е. это мелкий алеврит. Состав: несокатанные и полусокатанные зерна кварца, полевого шпата, чешуйки биотита, хлорита, мусковита, глауконита зеленого цвета неправильной формы, а также единичные зерна циркона, турмалина и других аксессуарных минералов. Из аутигенных минералов присутствуют карбонаты (доломит) ромбоэдрической формы размером до 0,04 мм и пирит — мелкие зерна. Встречаются мелкие обрывки обугленного растительного детрита, частью замещенного пиритом. По гранулометрическому составу глина крупнодисперсная алевритистая с небольшим преобладанием крупных пелитовых частиц по сравнению с мелкими пелитовыми частицами.

2. Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц $<0,001$ мм и двупреломления, характерные для гидрослюдов ($n'_g=1,581$, $n'_p=1,557$, $n'_g-n'_p=0,024$).

3. Спектральная кривая МГ имеет максимум поглощения около 580 нм, что наблюдается как у гидрослюда, так и у каолинита. Спектральная кривая МГ+КС1 имеет тип, переходный от гидрослюды к монтмориллониту, на что указывает смещение первого максимума поглощения от 580 до 600 нм и появление второго максимума около 648 нм, свидетельствующего или об особых условиях адсорбции красителя на поверхности минерала, или о присутствии более сильно связывающего минерала, например монтмориллонита. Этому соответствует появление мелких синих пятен при окрашивании БН в начальной стадии. Позднее эти пятна сливаются и цвет становится сероватым. Кривая БН относится к III, типу, который наблюдается у многих глин.

4. По данным электронной микроскопии фракция $<0,001$ мм состоит из удлиненных полупрозрачных чешуек гидрослюды и их агрегатов, имеющих вид комков с выступами отдельных чешуек, как у глауконита, и частиц неправильной формы, частью с размытыми очертаниями.

5. Кривая нагревания фракции $<0,001$ мм типична для гидрослюдистых глин, имеется примесь ОВ (эндотермические эффекты при 140, 650, 900 °С и экзотермические при 380 и 950 °С).

6. Емкость поглощения составляет 20,85 мг-экв./100 г породы.

7. Химический анализ показал следующее: SiO_2 — 51,21, Al_2O_3 — 21,23, MgO — 4,24, K_2O — 6,23%. По низкому содержанию H_2O (4,36%), высокому K_2O , повышенному по сравнению с каолинитом содержанию окислов Fe, Mg, Ca, Na и Al_2O_3 (21,23%) можно считать, что фракция состоит из гидрослюды.

8. Согласно рентгеновским данным фракция $<0,001$ мм состоит из гидрослюды.

9. Электронографическими исследованиями установлено, что гидрослюда имеет совершенную структуру, строгий период c и следующие параметры элементарной ячейки: $a=0,519$, $b=0,896$, $c=1,03$ нм, $\beta=101^\circ$. Характер электронограммы гидрослюды обр. № 122 аналогичен электронограмме глауконита обр. № 577.

Резюме. Глина гидрослюдистая (глауконитовая), возможно с ничтожной примесью монтмориллонита в виде неправильных смешаннослойных сростков слоев неразбухающего и разбухающего типа. Этим можно было бы объяснить поведение глины при окрашивании. Поскольку монтмориллонит установлен последними исследованиями в ряде образцов синих кембрийских глин, высказанное предположение о его примеси в обр. № 122 вполне вероятно.

Естественно, что такое комплексное изучение глинистых пород не всегда удастся провести — это требует затрат времени и наличия сложного и дорогостоящего оборудования. Поэтому при изучении глинистых пород можно ограничиться следующим:

- 1) макроскопическое описание;
- 2) микроскопическое описание в шлифах;
- 3) изучение в иммерсии ориентированных препаратов и иногда просто порошка породы;
- 4) реакции окрашивания;
- 5) гранулометрический анализ;
- 6) рентгеноструктурный анализ;
- 7) термический анализ.

Как было показано выше, такие исследования вполне достаточны для точного определения глинистой породы, ее минерального состава, текстуры и структуры и выявления ее физических свойств и ценности как полезного ископаемого.

Что же касается других определений: емкости поглощения, химического состава, электронной микроскопии и электронографии, а также исследований в инфракрасных спектрах и в ряде случаев технологических испытаний, то они должны применяться выборочно для небольшого количества образцов и в связи с поставленной перед исследователем задачей.

17. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В стадии диагенеза начинается уплотнение глинистых осадков, уменьшение их пористости. Это явление сопровождается коллоидно-химическими процессами старения коллоидов и процессами кристаллизации. На стадии диагенеза в глинах может идти процесс образования гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, смешаннослойных и других глинистых минералов. При этом возникают карбонаты, сульфаты, сульфиды железа (гидротроилит, мельниковит и др.), фосфаты, окислы (опал, халцедон, кварц, окисные и гидроокисные соединения железа и марганца).

В стадии катагенеза продолжается более интенсивное уплотнение глинистых пород и развиваются процессы минералообразования в условиях повышенных температуры и давления при участии поровых вод специфического состава.

Стадия раннего катагенеза характеризуется наличием различных ассоциаций глинистых минералов, в которых могут присутствовать различного типа смешаннослойные глинистые минералы, диоктаэдрического монтмориллонита, ди- и триоктаэдрической гидрослюды политипа 1M (1Md), каолинита и железистого хлорита политипа 1b ($\beta = 90^\circ$).

Позднекатагенетические изменения приводят к образованию уплотненных глин и аргиллитов и сопровождаются преобразо-

ванием глинистого материала, исчезновением монтмориллонита и смешаннослойных глинистых минералов, устойчивостью каолинита, преобразованием гидрослюд и хлоритов в иные структурные модификации. Гидрослюда 1М сменяется структурным политипом 2M₁. Может происходить уменьшение железистости хлоритов и увеличение их магнезиальности.

Стадия раннего метазенеза характеризуется повсеместным развитием аутигенной гидрослюда политипа 2M₁, серицита, хлорита Пb (1,4 нм, β=90°) большей степени магнезиальности, появлением пакетов мусковита и хлорита по биотиту. Наряду с магнезиальными появляются щелочные хлориты и парагонитовые гидрослюды [Карпова Г. В., 1966 г., 1972 г.].

В стадию позднего метазенеза происходят глубокие минералогические изменения глинистого вещества. Эта стадия характеризуется интенсивной мусковитизацией гидрослюд 2M₁, региональным развитием парагенезиса серицита — мусковита 2M₁, железисто-магнезиального хлорита политипа Пb (β=97°) и парагонита. В метазенезе осуществляется коренная перестройка структур и текстур глинистых пород. Породы становятся сланцеватыми, пористость достигает 1—2%. Возникают глинистые и филлитоподобные сланцы.

Из приведенных данных очевидно, что для решения задач определения постседиментационной истории глинистых отложений необходимо применение методов фазовой и структурной диагностики глинистых минералов с помощью рентгеноструктурного анализа, позволяющего не только диагностировать глинистые минералы, но и оценивать степень структурного совершенства, выделять политипы, фиксировать смешаннослойные образования. Новые возможности для оценки способов образования глинистых минералов и определения взаимоотношений между членами парагенетических ассоциаций открывает электронная микроскопия (просвечивающая и растровая).

18. ПРИМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глинистые породы чрезвычайно широко и разносторонне используются в различных отраслях промышленности.

Производство керамических изделий. При этом производстве учитываются следующие признаки глин: огнеупорность, содержание суммы окислов Al₂O₃+TiO₂, спекаемость, пластичность, дисперсность, содержание красящих окислов и крупнозернистых включений. В производстве керамических изделий главными являются изготовление огнеупорных изделий, фарфора и фаянса, кислотоупорной, электротехнической, санитарно-технической и строительной керамики. Производство алюмосиликатных огнеупорных изделий является важнейшей и одной из наиболее крупных по размеру потребления областей использования глинистых пород, где главным требованием, предъявляемым к глинистым породам, является достаточная огнеупорность (не ниже 1730 °С для огнеупорных изделий ответственного назначения и от 1710 до 1650 °С для рядовых огнеупоров), высокое содержание глинозема и возможно меньшее вредных примесей: пирита, сидерита, лимонита, алуниита, кварца. Для производства изделий тонкой керамики (фаянсовые и фарфоровые изделия бытового и технического назначения, хозяйственная посуда,

санитарно-технические и архитектурно-декоративные изделия, химическая посуда и аппаратура. Электронизаторы и др.) используется главным образом отмученный каолинит, содержащий незначительное количество красящих оксидов (Fe_2O_3 , TiO_2 и др.). В производстве строительной и грубой керамики: глиняные кирпичи и кровельная черепица, лицевой кирпич и архитектурная отделочная керамика, печные изразцы, керамическая плитка для полов, канализационные и дренажные трубы и др.—используются глины, из которых получают изделия с определенными физико-механическими свойствами: прочностью на сжатие и излом, морозостойкостью и др. Глинистые породы используются для производства легких керамических заполнителей — керамзита и аглопорита. Первый получается путем кратковременного обжига глиняных гранул или сланцевого щебня до 1150—1250 °С, а второй — спеканием (агломерацией) рыхлой глиняной массы с добавкой угля или древесных опилок. Спекшийся материал дробится на щебень. Для производства керамзита и аглопорита могут быть использованы самые разнообразные легкоплавкие глины, суглинки и сланцы однородного строения, не содержащие карбонатов, гипса и других примесей.

Глину применяют для приготовления кладочных растворов для оштукатуривания и обмазки, для возведения глинобитных стен, производства саманных блоков и кирпича-сырца. Глины часто применяются при строительстве земляных плотин, для изоляции фундаментов и других подземных частей различных сооружений от действия грунтовых вод.

Производство цемента. Глинистые породы широко применяются цементной промышленностью. Для производства портландцемента используется смесь сравнительно чистых пород — карбонатных (известняки, мел) и глинистых (глины, суглинки, глинистые сланцы).

Литейное производство. В литейном производстве глины применяются в качестве связующей добавки в формовочные смеси для изготовления песчано-глинистых форм. От формовочных глин требуются: связующая способность и термохимическая устойчивость.

Использование глинистых пород в качестве сорбентов и катализаторов. Специфические поверхностные свойства глинистых минералов позволяют использовать часть их как сорбенты и катализаторы в естественном состоянии или после обработки их кислотами.

Отрасли промышленности, потребляющие глинистые породы в качестве наполнителей. Бумажная, резиновая, пластмассовая и парфюмерная промышленность применяют в качестве наполнителя в значительных количествах обогащенный каолин. Обыкновенная бумага содержит около 20, а некоторые сорта ее до 40 % каолинита. Каолинит улучшает цвет бумаги, придает гладкость ее поверхности, повышает плотность, уменьшает просвечиваемость и способствует лучшему впитыванию печатных красок. В парфюмерно-косметической промышленности обогащенный каолин-наполнитель применяется при изготовлении пудры, грима, паст, мазей, помад. В мыловаренном производстве каолинитовые и монтмориллонитовые глины применяются в качестве наполнителя (от 5 до 40 %) мыла, для придания ему твердости и с целью улучшения моющих свойств. В производстве клеенки каолин применяется в качестве составной части грунта, которым покрывают хлопчатобумажную или льняную поверхность ткани. В карандашном производстве белые пластичные глины входят в состав масс для карандашных мин.

Применение глин в бурении. Глины, применяемые для приготовления буровых растворов, должны удовлетворять ряду требований: хорошо распушаться в воде, образовывать вязкие, долго не оседающие суспензии, быть тонкодисперсными и не содержать вредных примесей (гипс, растворимые соли, карбонаты).

Некоторые экономические данные. Ресурсы глинистых пород в СССР чрезвычайно велики. Однако несмотря на многочисленность разведанных месторождений глин, распределены они на территории СССР неравномерно. Крупнейшие месторождения каолинитовых огнеупорных глин и аргиллитов разведаны и эксплуатируются в Центральном районе РСФСР и на Урале (Боровичско-Любыгинская, Суворовская, Латненская и Троицко-Вайновская группа месторождений), а также на Украине (Девладовское, Владимиров-

ское, Кировоградское и др.). Известно крупнейшее месторождение монотермит-каолиновых глин на Украине (Часовьярское) и крупнейшее в СССР Берлинское месторождение огнеупорных глин в Челябинской области.

Крупные месторождения каолиновых глин разведуются в Северо-Западном Казахстане (Аркалыкское, Краснооктябрьское и др.) и в Узбекистане (Ангренское). В Западной Сибири выявлена Барзасская группа каолиновых глин и аргиллитов. В Восточной Сибири известно несколько месторождений каолиновых глин, из них наибольшими запасами обладает Трошковское месторождение каолиновых и каолинит-галлаузитовых глин и аргиллитов. На Дальнем Востоке достаточные запасы имеет Гальчинское (Дамбукинское) месторождение каолиновых огнеупорных глин.

Промышленная переработка первичных каолиновых глин, сосредоточенная на территории Украины (Присяновское и Глуховское месторождения), удовлетворяет около 90 % потребности СССР в сырье для топки керамики высших сортов и значительную долю потребности бумажной, резиновой, пищевой и других отраслей народного хозяйства.

Добыча монтмориллонитовых глин сосредоточена на месторождениях Гумбрийском и Асканском в Грузинской ССР, Ханларском в Азербайджанской ССР и Оглалинском в Туркменской ССР. Есть месторождения монтмориллонитовых и бентонитовых глин в Поволжье, на Украине и Северном Кавказе, а также в Карпатах и Прикарпатье.

Строительные преимущественно гидрослюдистые и полиминеральные глины имеют почти повсеместное распространение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акульшина Е. П., Писарева Т. М. О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с ветриванием. Геол. и географ. М., Наука, 1969, с. 80—86.

Вайнштейн Б. К. Структурная электронография. М., Изд-во АН СССР, 1956. 314 с.

Викулова М. Ф., Бурков Ю. К., Македонов А. В. Фацнальные типы глинистых пород. Л., Недра, 1973. 288 с.

Войцеховская А. Г. Изучение рассеянного органического вещества осадочных пород на основе петрографических и люминесцентно-петрографических методов исследования.— В кн.: Новые методы изучения органического вещества. Л., НИИГА, 1971.

Грим Р. Е. Минералогия и практическое использование глин. М., Мир, 1967. 511 с.

Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. А., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961. 132 с.

Дьяконов Ю. С. О количественном рентгенографическом определении минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., Наука, 1966.

Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., Наука, 1964. 282 с.

Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. И., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. М., Недра, 1974. 400 с.

Косовская А. Г., Шугов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Котлов В. Т., Соколов Б. А. Сравнительная оценка магнитного и рентгеновского методов изучения микротекстуры глинистых пород.— Вестн. Моск. Гос. ун-та, 1975, вып. 5, сер. 4, с. 126—130.

Лапина Н. Н. Методика изучения вещественного состава донных отложений. Л., 1977 (Тр. ПИИГА).

Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А. Выделение глинистых частиц при помощи электрофореза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 100—103.

Методы изучения осадочных пород. Т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин/Под ред. М. Ф. Викуловой. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.

Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., Наука, 1974. 327 с.

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

Рекишская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., Недра, 1966. 230 с.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов/Под ред. Г. Брауна. М., Мир, 1965. 599 с.

Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментационных кристаллических сланцев на компоненты осадочных пород.— Сов. геология, 1970, № 7, с. 31—44.

Рубинович Р. С., Запорожца Н. Я., Лопатина Л. И. Повышение точности спектрального определения породообразующих элементов в горных породах и минералах.— Учен. зап. НИИГА. Сер. регион. геол., 1968, вып. 12, с. 218—223.

Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований. Л., Недра, 1966. 112 с.

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Л., Недра, 1975. 399 с.

Сергеева Н. Е. Введение в электронную микроскопию минералов. М., Изд-во МГУ, 1977. 143 с.

Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., Изд-во МГУ, 1964. 310 с.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы составляют около 20 % по массе от всех осадочных образований земной коры [Ронов А. Б., 1978 г.]. Их образование в геологической истории Земли происходило неоднократно. Особенно богаты карбонатными отложениями кембрийская, ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная и третичная системы. Карбонатные отложения возникли в различных геотектонических регионах: в геосинклиналях, на платформах, в краевых и межгорных прогибах. Трудно назвать фациальную обстановку, в которой в том или ином объеме не возникали бы карбонатные осадки. Они встречаются в озерах, пещерах, почвах, в дельтах, лагунах. Еще шире они представлены в морях и по всему профилю океанического дна (на литорали, шельфовом мелководье, внешнем крае шельфа, у подножья континентального склона, в глубоководных впадинах и в срединных океанических хребтах).

В ходе геологической истории карбонатакопления заметно эволюционировало от накопления доломитов или карбонатных пород, богатых доломитом, в сторону известняков, лишенных или бедных доломитом. Одновременно происходила эволюция органогенного карбонатакопления в связи с эволюцией органического мира. Следует также отметить общее изменение темпа осаднения карбонатов от палеозоя до кайнозоя, связанного, очевидно, с сокращением территорий, занятых мелкими, благоприятными для карбонатакопления эпиконтинентальными морями, и изменением площадей их накопления.

Карбонатные породы представляют собой важнейший объект исследования.

При изучении карбонатных пород исследователями должны быть рассмотрены следующие вопросы [Методы изучения..., 1957 г.].

1. Основной вещественный состав: содержание кальцита, доломита и нерастворимой части пород. В полевых условиях это делается приблизительно, а более точно — в процессе камеральных исследований.

2. Структура определяется визуально, с помощью микроскопа и дается ее подробная характеристика. Главное значение для познания структуры имеет изучение шлифов и пришлифовок.

3. Текстура наблюдается с наибольшей подробностью при полевых работах. Выделяют текстуры, связанные с воздейст-

вием тектонических и гидродинамических факторов, и текстуры, связанные с жизнедеятельностью организмов. Дополнительно изучаются в шлифах и пришлифовках.

4. При характеристике органических остатков определяют систематический состав, сохранность, условия захоронения и следы жизни (сверление, прикрепление к твердому субстрату, зарывание в грунт).

5. При наблюдении над контактами слоев подробно описывают поверхности, связанные с осушением, размывом, карстовыми явлениями.

6. Изучают рассеянные аутигенные минералы, устанавливают их последовательность возникновения этих минералов и стадии их формирования (диагенез, эпигенез).

7. Наблюдают конкреции и включения в карбонатных породах, их состав, количественное содержание, форму, структуру, текстуру, взаимоотношение с основной частью породы (в полевых условиях и камеральных).

8. Определяют условия залегания.

9. Исследуют вторичные преобразования.

За последние годы изучение карбонатных пород и современных карбонатных осадков различного генезиса продвинулось вперед. В немалой степени этому способствовала не только высокая ценность самих карбонатных отложений, но и открытие богатых месторождений нефти и газа, связанных с карбонатными толщами.

В значительной мере развитие исследований как древних, так и современных карбонатных осадков стимулировали крупные успехи океанографических исследований и глубоководное бурение. Рассматривая карбонатные породы, полезно сообщить самые краткие сведения о современных карбонатных осадках морей и океанов.

Карбонатные осадки в морях и океанах встречаются на разных глубинах от зоны литорали и мелководного шельфа до абиссальных глубин ложа океана. По своему происхождению это главным образом органогенные осадки и органогенно-обломочные и обломочные (биоморфно-детритовые) продукты разрушения раковин и скелетов организмов. Хемогенные осадки имеют второстепенное значение.

В настоящее время выделяют следующие фации карбонатных осадков.

1. Фации пляжей открытого моря и океана — ракушечники и раковинные пески, часто сцементированные карбонатами (бич-рок).

2. Фации пляжей заливов и лагун — ракушечные пески, раковинные пески и алевриты, часто бич-роки.

3. Фации подводного берегового склона — пески с ракушкой, ракушечники, раковинные пески, алевриты, водорослевые пески, оолитовые пески.

4. Фации мелководного шельфа тропической зоны: био-

гермы кораллово-водорослевых рифов и атоллов, кораллово-водорослевые брекчии и галечники пляжей с оксанской стороны рифов и атоллов, коралловые, кораллово-водорослево-фораминиферовые пески пляжей, лагун, атоллов и рифов (часто сцементированные — бич-роки), алевроито-пелитовые и пелитовые илы лагун и рифов.

5. Фации глубоководного шельфа и верхней части материкового склона — фораминиферовые пески, алевроиты и алевропелиты с костями позвоночных и включениями сульфидов железа.

6. Фации подножья материкового склона и возвышенностей ложа океана — фораминиферовые пески и алевроиты, птероподовые пески и алевроиты, птероподово-фораминиферовые пески и алевроиты, кораллово-водорослевые пески и алевроиты (вблизи рифов и атоллов).

7. Фации глубоководного ложа океана — фораминиферовые, кокколитовые, кокколито-фораминиферовые илы, диатомово-фораминиферовые и радиоляриево-фораминиферовые илы.

Особо следует отметить кокколитовые илы и осадки, содержащие кокколиты. Основная область их распространения — абиссальные глубины ложа оксана в тропической зоне, однако они встречаются и на мелководье. Так, содержание кокколитов до 25—30 % в карбонатных осадках отмечено в некоторых лагунах Индийского океана и в Карибском бассейне у п-ова Юкатан между суши и Большим барьерным рифом Карибского моря.

8. Хемогенные осадки (илы из игольчатого арагонита, оолитовые пески) встречаются на банках и отмелях (Багамская банка, Бермудские острова и др.), в заливах (Персидский залив, зал. Куронг, лагуны Калифорнии, шельф Мексиканского залива, восточная часть Каспийского моря и др.).

В изучении современных и древних карбонатных отложений можно отметить несколько крупных проблемных направлений исследований.

1. Систематизация карбонатных отложений (т. е. унификация классификаций карбонатных отложений).

2. Изучение сингенетических, диагенетических и катагенетических процессов в карбонатных отложениях, имеющих значение для выяснения карбонатного породообразования и в связи с проблемой нефти.

3. Генетический анализ и разработка моделей соотношений фаций карбонатных отложений.

4. Детальное изучение факторов карбонатонакопления (выяснение роли солености и температуры воды в формировании и распределении осадков, исследование роли водорослей как осадителей карбонатов, значение степени и характера изоляции участков морского дна в процессе карбонатонакопления).

5. Установление глобальных закономерностей в процессах карбонатонакопления.

Классификация. Карбонатные породы — это осадочные образования, на 50 % и более сложенные преимущественно кальцитом и (или) доломитом. Это известняки, известковые туфы, доломиты и породы известково-доломитового состава. По генезису большинством исследователей различаются от четырех до пяти больших групп карбонатных пород (табл. 29): 1) органогенные, 2) хемогенные, 3) обломочные, 4) смешанные и 5) перекристаллизованные карбонатные породы.

1. Группа органогенных карбонатных пород объединяет породы, карбонатная часть которых на 50 % и более представлена органическими остатками. Они подразделяются по групповому составу, целостности и размерам органических остатков. В особую подгруппу выделяются фитогенные карбонатные породы — водорослевые и микрофитолиитовые. Водорослевые более чем на 50 % сложены сине-зелеными и зелеными водорослями. К ним же условно относятся и онколитовые, строматолитовые и онколито-строматолитовые породы. К микрофитолиитовым принадлежат сгустковые, комковатые, пятнистые и другие разновидности.

2. К группе хемогенных карбонатных относят породы, в которых основная составная часть (более 50 %) возникла в результате физико-химических процессов. Среди них выделяются мелкозернистые породы с размером зерен 0,05—0,005 мм, пелитоморфные (<0,005 мм), оолитовые, состоящие из микроконкреций с концентрическим и радиально-лучистым строением (оолитов) размером от долей до нескольких миллиметров (рис. 48), псевдооолитовые (оолиты лишены правильного внутреннего строения) и известковые туфы и травертины, образующиеся на выходах минеральных источников.

3. Группа обломочных карбонатных пород включает породы, карбонатная часть которых на 50 % и более состоит из обломков карбонатных пород, сцементированных карбонатным цементом. Они подразделяются по размерам и форме обломков согласно градациям, принятым в классификации обломочных пород. Среди них выделяются известняковые или доломитовые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники (рис. 49) и алевролиты.

4. Группу смешанных карбонатных пород составляют породы, состоящие из разнородных элементов (хемогенные форменные элементы, органические остатки, обломки карбонатных пород). Содержание каждого из них менее 50 %, но в сумме они составляют более 50 %, превышая количество зернистого карбонатного цемента. Такими породами будут обломочно-фитолиитовые, комковато-органогенные, оолито-органогенные и др.

5. Особую группу составляют измененные — перекристаллизованные карбонатные породы, могущие возникать из карбонатных пород самого различного происхождения. Перекристаллизация происходит при процессах катагенеза и метагенеза. В результате возникают кристаллически-зернистые, мраморизо-

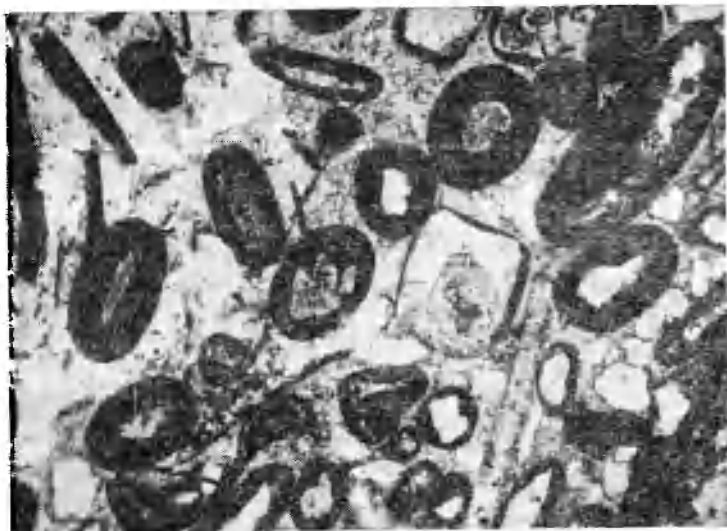


Рис. 48. Оолитовый известняк. В центре оолитов зерна кварца и обломки раковин.
Крым, Бахчисарайский район, с. Кунобшево, мел. Увел. 30^х, николи 1.

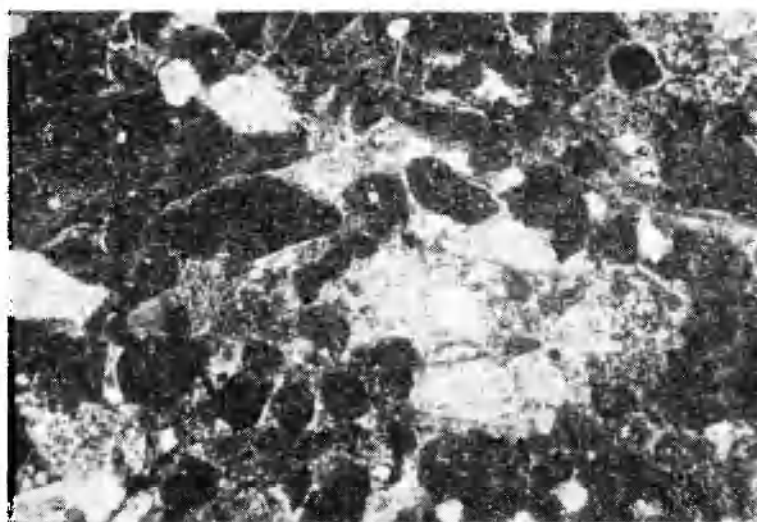
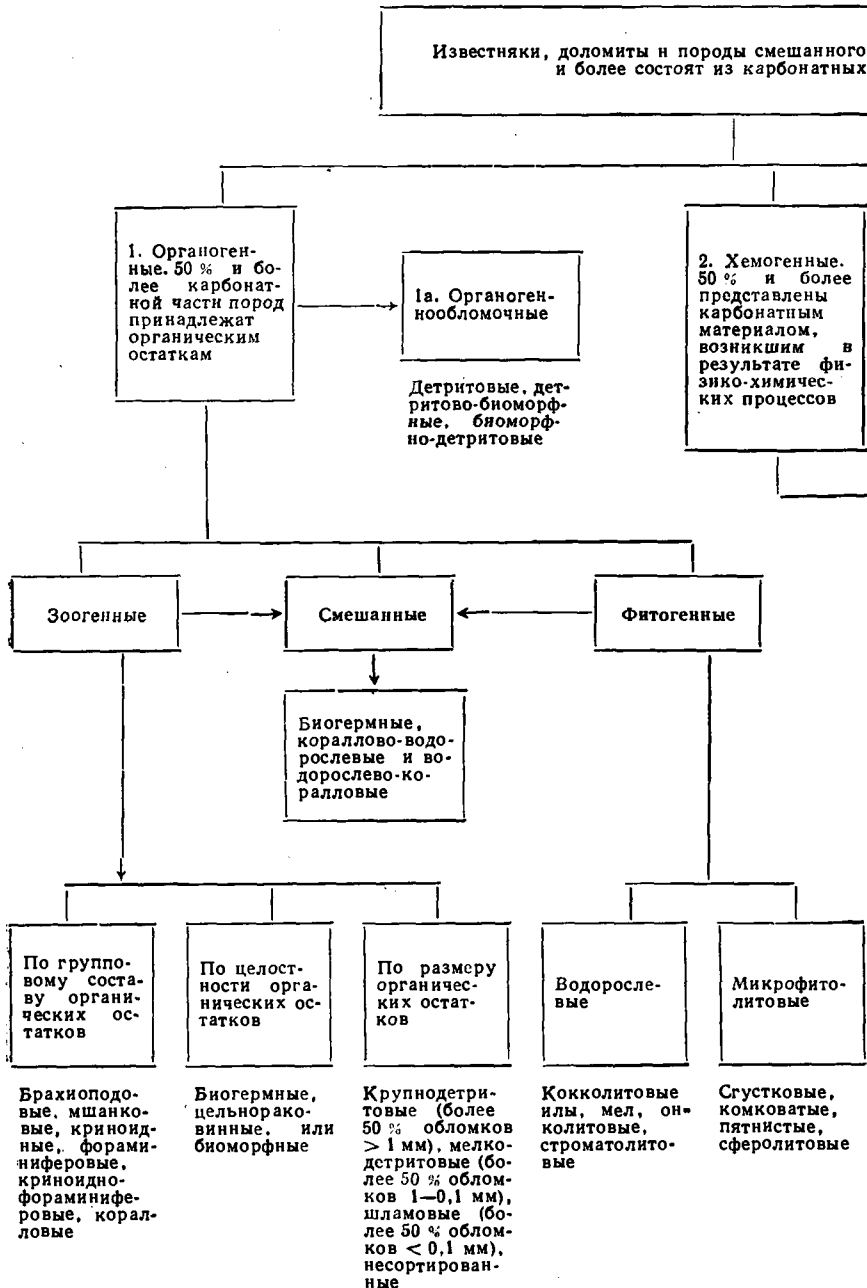


Рис. 49. Мелкозернистый известняковый песчаник с вкрапленностью аутигенного пирита (черное).
Увел. 30^х, николи скрещены.

Схема классификации
(По В. Н. Киркинской [1973 г.],



карбонатных пород
с дополнениями авторов)

известково-доломитового состава. На 50 %
минералов — кальцита и доломита.

3. Обломочные. 50 % и более сложено обломками пород карбонатного состава, сцементированных карбонатным цементом

4. Смешанные. Более 50 % карбонатной части составляют в сумме форменные элементы 1, 2 и 3 групп

5. Измененные — перекристаллизованные породы (кристаллически-зернистые)

6. Породы переходные между карбонатными и обломочными

По размеру зерен и содержанию форменных образований

По размеру обломков

По составу форменных элементов

По размеру зерен

По содержанию примесей

Пелитоморфные (<0,005 мм), микрозернистые (0,05—0,005 мм), оолитовые (более 50 % оолитов), псевдооолитовые, пизолитовые, сферолитовые, известковые туфы, травертины

Псефитовые (>1 мм), псаммитовые (1—0,05 мм) алевритовые (0,05—0,005 мм)

Органогенно-обломочные, оолитово-обломочные, органогенно-оолитовые, обломочно-микрофитолитовые, комковато-органогенные и др.

Грубозернистые (>1 мм), крупнозернистые (1—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм) мелкозернистые (0,25—0,05 мм)

Мергель, песчанистые, алевроитовые, глинистые известняки и доломиты и др.

ванные породы и мраморы с зёрнами разного размера: грубо- (>1 мм), крупно- ($1-0,5$ мм), средние- ($0,5-0,25$ мм), мелко- ($0,25-0,005$ мм), микрозернистые ($0,05-0,005$ мм).

Кроме перечисленных авторы предлагают выделить как самостоятельные группы и подгруппы: органогенно-обломочные и породы переходные между карбонатными и обломочными, в которую попадают такие важные породы, как мергели и др., а также подгруппу смешанных фитозоогенных в группе органогенных, в которую включаются биогермы водорослево-коралловых рифов (см. табл. 29).

В разные годы различными исследователями делались попытки использовать структурные особенности карбонатного материала для оценки степени изменения пород. Известна классификация В. Б. Татарского [1959 г.], подразделяющего структуры по размеру зёрен карбонатного материала на коллоидные ($<0,001$ мм), тонко- ($0,01-0,001$ мм), мелко- ($0,05-0,01$ мм), средне- ($0,25-0,05$ мм), крупно- ($1,0-0,25$ мм) и грубозернистые (>1 мм).

Первичными структурами являются коллоидальные и тонкозернистые (седиментационные и раннедиагенетические) и мелкозернистые (диагенетические); вторичными — крупно- и грубозернистые, которые возникли при эпигенезе, и грубозернистые, возникшие при процессах метаморфизма.

Среди существующих схем классификаций карбонатных пород по составу необходимо выделить классификации, предназначенные для подразделения пород ряда известняк — доломит, и классификации для так называемых переходных пород ряда карбонатные породы — обломочные породы (песчаники, алевролиты, глины). К первым относятся классификации М. Э. Нонинского [1913 г.], Г. И. Теодоровича [1935 г.], С. Г. Вишнякова [1933 г.], И. М. Страхова [1953 г.], ко вторым — Л. Г. Пустовалова [1940 г.], М. С. Швецова [1948 г.], И. В. Хворовой [1957 г.], В. Н. Доминиковского [1958 г.], Г. И. Теодоровича [1958 г.]. Для разделения пород по составу в ряду известняк — доломит чаще всего используется классификация С. Г. Вишнякова (табл. 30).

В составе карбонатных пород помимо карбонатных минералов могут принимать участие глинистый и терригенный материал (алевритовый, песчаный, гравийный). При количестве их до 5 % карбонатные породы относятся к чистым разностям. Более высокое содержание обязательно отражается в названии породы (табл. 31 и 32). Присутствие других минералов (ангидрит, гипс, фосфаты и др.) в количестве до 25 % отражается в названии карбонатной породы с указанием процентного содержания примеси. Более высокое содержание (25—50 %) заставляет давать ей двойное название: фосфатно-известковая порода, ангидрито-доломит и др.

Число методик, используемых для изучения карбонатных отложений весьма велико. Карбонатные породы характеризуют

Классификация известково-доломитовых пород

(по С. Г. Вишнякову [1933 г.]

Порода	CaCO ₃ , %	CaMg (CO ₃) ₂ , %
Известняк	95—100	0—5
Доломитистый известняк	75—95	5—25
Доломитовый известняк	50—75	25—50
Известковый доломит	25—50	50—75
Известковистый доломит	5—25	75—95
Доломит	0—5	95—100

ТАБЛИЦА 31

Классификация глинисто-карбонатных пород

(по С. Г. Вишнякову [1933 г.]

Порода	Глина, %	Карбонатный материал, %
Известняк, доломит	0—5	95—100
Глинистый известняк, глинистый доломит	5—25	75—95
Мергель, доломитовый мергель	25—75	25—75
Известковая глина, доломитовая глина	75—95	25—5
Глина	100—95	0—5

ТАБЛИЦА 32

Классификация карбонатных пород, обогащенных терригенным материалом

(по Н. В. Логвиненко [1974])

Порода	Терригенный материал, %	Карбонатный материал, %
Известняк, доломит	0—5	95—100
Галечный, гравийный, песчаный, алевритовый или глинистый известняк (мергель) или доломит	5—50	50—95
Известковый или доломитовый конгломерат, гравий, песчаник, песок, алеврит, известковая глина, известковый аргиллит, известковый глинистый сланец и др.	50—95	5—50
Конгломерат, гравий, песок, песчаник, алеврит, алеврит, глина, аргиллит, глинистый сланец и др.	95	0—5

макроскопически и с помощью петрографического анализа в шлифах. Затем их состав определяют химическим и иммерсионным методом, с помощью термического анализа, электронной микроскопией и рентгеноструктурным анализом. В последние годы для изучения карбонатных пород используется люминесцентный и термолюминесцентный анализы.

1. МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ

Характеристика карбонатных пород дается по общей схеме (см. гл. II). Прежде всего определяется название породы. Для оценки состава используют 5 %-ную соляную кислоту и лупу. Известняки бурно вскипают в HCl. Крупнокристаллические доломиты с 5 и даже с 10 %-ной HCl не вскипают, мелкокристаллические доломиты сначала впитывают кислоту, а затем медленно выделяют пузырьки газа, пелитоморфные доломиты с HCl вскипают. Доломитовая мука вскипает бурно. Анкериты реагируют сходно с доломитами или несколько слабее, сидериты не вскипают и в порошке. Для карбонатных пород важно отмечать цвет как на свежем изломе, так и на выветрелой поверхности. Желтый или красный цвет ее часто свидетельствует о наличии железистых карбонатов, а белесая окраска — о чистых известняках. При визуальном описании карбонатных пород в полевых условиях можно пользоваться схемой (табл. 33).

В качестве диагностических реакций для отличия известняков и доломитов можно использовать следующие.

Реакция Хиндена. Истертая в порошок порода (1 г) высыпается в пробирку с раствором Fe_3Cl_6 (5 см³), пробирку закрывают и взбалтывают. Чистый доломит вызывает помутнение раствора, но после отстаивания раствор снова становится прозрачным, цвет его не меняется. При наличии примеси кальцита раствор приобретает красноватый оттенок. Известняк вызывает обильное выделение пузырьков газа и появление студенистого коричневатого-красного цвета осадка.

Реакция Войслова. Порошок карбонатной породы растворяют при слабом нагревании в соляной кислоте без избытка. К отфильтрованному раствору добавляют аммиак. Если в порошке содержание $MgO < 3\%$ — осадка не образуется, если $MgO > 3\%$, выпадает осадок гидрата окиси магния.

Структура карбонатных пород макроскопически может быть охарактеризована с разной степенью детальности. Крупно-среднезернистые структуры видны невооруженным глазом, более мелкие не различаются между собой. В пришлифовках при смачивании поверхности водой или другими жидкостями удается выявить особенности строения, незаметные невооруженным глазом. Об особенностях структуры нередко можно судить по излому породы. Микрозернистые имеют землистый

Схема визуального определения карбонатных пород в полевых условиях

Карбонатные породы (компоненты породы обычно видны простым глазом или в лупу, реже неразличимы даже в лупу)	Рыхлые → Вскипают		Ракушечник Раковинный песок Фораминиферовый и другие карбонатные илы	частицы >1 мм $1-0,05$ мм $<0,05$ мм
	Сцементированные	Вскипают	Известняки Доломитовые известняки Мел Мергель Пелитоморфные доломиты	В воде не размокают и не распадаются за исключением некоторых разновидностей мела и мергеля
		Не вскипают	Доломиты Сильно окремненные доломиты и известняки	В воде не размокают и не распадаются
	Метаморфизованные перекристаллизованные	Вскипают	Кристаллически-зернистые и мраморизованные известняки (зерна видны простым глазом или в лупу)	То же
		Не вскипают	Кристаллически-зернистые мраморизованные доломиты (зерна видны простым глазом или в лупу)	»

Примечание. Реакция вскипания с соляной кислотой.

излом, средне-крупнозернистые имеют кристаллический сверкающий излом.

Текстуры карбонатных пород отличаются большим разнообразием: широко распространены неслоистые и слоистые породы, обладающие горизонтальной, косой и волнистой слоистостью. Нередки биогенные и эпигенетические текстуры (замещения, растворения, стилолитовые и сутурные).

Некарбонатная примесь, представленная песчано-алевритовым обломочным материалом, устанавливается под лупой сравнительно легко. Глинистая примесь проявляется в темно-серых окрасках и в мягкости породы. Широко распространен полевой метод определения глинистости — темное пятно после действия соляной кислоты.

2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Изучение в шлифах является обязательным этапом в исследовании карбонатных пород. С помощью микроскопического исследования можно определить: 1) вещественный состав карбонатных пород, 2) структуру и текстуру пород, 3) микроскопические органические остатки, 4) количество и состав примесей.

Среди карбонатных минералов в качестве породообразующих встречаются кальцит, доломит, сидерит. Анкерит, магнезит и другие карбонаты встречаются чаще всего в виде примеси, нередко существенной.

В шлифах карбонатные минералы характеризуются бесцветной или желто-бурой и розовато-бурой окраской. Их диагностическими признаками являются сильное двупреломление (перламутровые или белые высшего порядка цвета интерференции), ярковыраженная псевдоабсорбция (изменение рельефа при вращении столика микроскопа благодаря большой разнице в показателях преломления) и весьма совершенная спайность по ромбоэдру. Большинство их одноосные, отрицательные.

Возможность определения отдельных карбонатных минералов в шлифах ограничена. Она основывается главным образом на различиях в кристаллизационной силе карбонатных минералов, выражающейся в их форме, а также на различиях в окраске, силе двупреломления и показателях преломления. Кристаллизационная сила наименьшая у кальцита, значительно больше у доломита и максимальная у сидерита. Отсюда форма зерен у кальцита чаще всего неправильная, лапчатая, у доломита — ромбоэдрическая, (рис. 50), часто зональная, у сидерита — субромбоэдрическая.

Наличие или отсутствие двойниковой структуры также помогает определению карбонатных минералов: для кальцита характерны полисинтетические двойники, у всех остальных минералов они или отсутствуют, или встречаются редко.

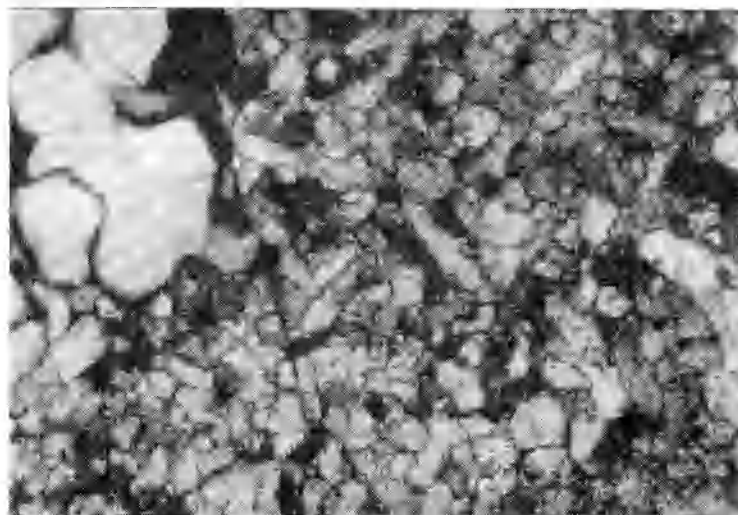


Рис. 50. Доломит мелкозернистый с включениями гипса.
Донбасс, палеозой. Увел. 100 \times , николи скрещены.

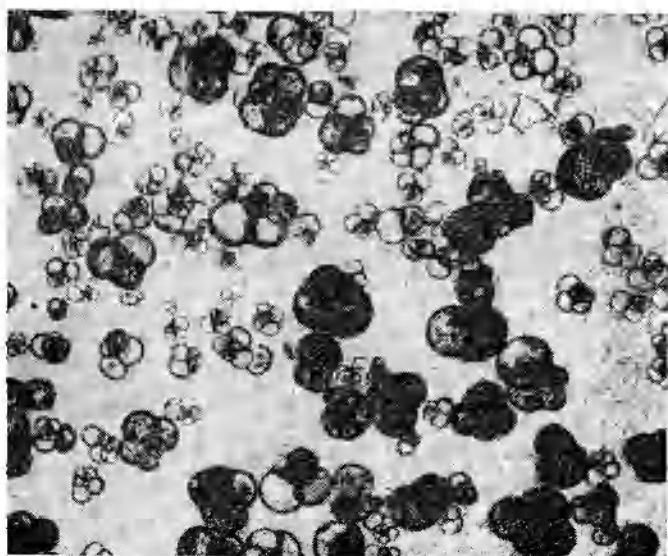


Рис. 51. Фораминиферы. Глобигериновый ил из Атлантического океана [Маслов В. П., 1973].
Увел. 33 \times .

В качестве диагностических признаков полезно использовать различные показатели преломления и силу двупреломления. Кальцит, доломит и некоторые другие карбонаты дают разрезы с показателями преломления меньше, чем КБ. Что касается двупреломления, то при стандартной толщине шлифа кальцит имеет яркие перламутровые цвета интерференции, а доломит и другие минералы белую или розовато-белую окраску высшего порядка. Оптические и другие свойства карбонатных минералов, имеющие диагностическое значение, приведены в табл. 34.

Универсальной схемы петрографического описания карбонатных пород нет. В зависимости от принадлежности пород к тому или иному генетическому типу (обломочные, органогенные и хемогенные) описание видоизменяется. Для пород, состоящих из органических остатков (раковин, остатков водорослей, продуктов жизнедеятельности организмов) и скрепляющей их массы, можно указать следующую последовательность при их микроскопической характеристике.

Установить, из какого материала состоит порода и количественно оценить составляющие компоненты породы. Например, органические остатки и цемент, сгустки и цементирующая масса.

Дать раздельную характеристику каждой из составных частей, начиная с преобладающей.

Для органических остатков отмечают следующие особенности.

1. Название в пределах типа и класса или более конкретно, до отряда, семейства или рода*.

При петрографическом изучении карбонатных пород характеристика органических остатков имеет большое значение. Остатки организмов, во-первых, являются пороодообразователями, т. е. являются составной частью исследуемых пород, во-вторых, они имеют стратиграфическое и генетическое значение и могут использоваться для корреляции и для заключений об условиях образования. Основную роль среди них играют остатки животных организмов, меньше водоросли.

Наибольшее значение как пороодообразователи имеет отряд фораминифер (рис. 51), принадлежащих к классу простейших одноклеточных животных (семейства *Fusulinidae*, *Miliolidae*, *Camerinidae* и др.). В шлифах по форме, размеру и внутренней структуре остатки животных легко определяются при хорошей сохранности не только до отряда или семейства, но нередко до рода и вида. Состав этих форм обычно кальцитовый, структура в большинстве случаев фибровая, или тонковолокнистая и мелкозернистая, стенки содержат один, два или

* Обычно при определении пользуются книгой В. П. Маслова [1973] или [Атлас..., 1969].

больше слоев. В породах, как правило, стенки раковин сложены пелитоморфным кальцитом.

Брахиподы имеют доломито-известковую или известковую, реже хитиново-фосфатную раковину. Встречаются однослойные раковины, имеющие волокнистое строение, и двух- и трехслойные, состоящие из призматических и волокнистых (волнисто-пластинчатых) слоев (рис. 52). Иглы брахипод имеют широкий осевой канал и пластинчато-концентрическое строение стенок.

Моллюски характеризуются сложным многослойным и разнообразным строением раковин. Пелециподы чаще всего трехслойны: содержит внешний роговой слой, затем призматический и внутренний пластинчатый слой. Устрицы и рудисты содержат три и более слоев. Трехслойная или многослойная раковина у гастропод.

Иглокожие имеют скелет, состоящий из крупных монокристаллических пластин и игл. В шлифах весьма четко отличаются от других органических остатков характерным погасанием (гаснут как монокристалл) и формой (округлой, звездчатой и другими правильными формами) (рис. 53). Большинство иглокожих играют роль породообразующих. Криноидные известняки, содержащиеся в качестве породообразующих остатки морских лилий (членики стеблей), широко представлены в девоне и карбоне. Округлая, овальная и звездчатая форма, осевой канал и сетчатое строение позволяют однозначно определять эти формы (рис. 54). Иглы морских ежей отличаются более сложным внутренним строением, нередко неодинаковой толщиной и удлиненной формой в продольном сечении. В целом остатки иглокожих более устойчивы против вторичных процессов преобразования по сравнению со многими органическими остатками.

Современные кораллы имеют арагонитовый, а ископаемые формы — кальцитовый скелет, состоящий из двух слоев, имеющих фибровое строение. Фибры соединяются в балочки или трабекулы. Скелет нередко замещается тонкозернистым или более крупнозернистым кальцитом.

Мшанки — широко распространенные колониальные прикрепленные животные с известковым внешним скелетом. Форма скелета разнообразна, чаще всего это ветвистые и сетчатые образования с ячеистым строением. Как правило, мшанки имеют однослойную тонкопластинчатую или зернистую стенку. В некоторых мшанках отмечен двухслойный скелет.

Известковые губки имеют скелет, состоящий из известковых спикул, имеющих одно-, трех- или четырехлучевую форму и тонкий осевой канал. Размеры спикул микроскопические.

В карбонатных породах почти всех систем фанерозоя встречаются остатки червей. В поперечных сечениях различных форм встречается радиально-лучистое, фибровое и зернистое строение (рис. 55). Продукты жизнедеятельности червей обычно состоят из магnezального кальцита.

Главнейшие оптические и другие

Название и состав	Физические свойства	Форма	Сингония
Кальцит, CaCO_3 (обычны примеси Mg, Fe, Mn, Sr, Pb, Zn и др.)	Бесцветный, иногда с оттенками серого, желтого, розового цвета. Блеск стеклянный или перламутровый, спайность совершенная по ромбоэдру (1011). Тв. 3	Зерна неправильной или лапчатой формы, редко идиоморфные	Тригональная
Арагонит, CaCO_3 (часто содержит примесь Mg, Fe, Sr, Zn, Pb и др.)	Бесцветный, белый или различных светлых оттенков. Блеск стеклянный спайность совершенная, тв. 3,5—4	Игольчатая, призматическая, толстотаблитчатая	Ромбическая
Доломит, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, (в структуру доломита может входить Fe, Zn, Mn, замещающий Mg, и Pb, замещающий Ca)	Бесцветный, часто желтый, буроватый, зеленоватый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по ромбоэдру. Тв. 3,5—4	Идиоморфные ромбики, реже имеют призматический и таблитчатый облик. Ромбоэдры часто имеют зональное строение. В центре их встречаются включения глинистых и железистых минералов	Тригональная
Анкерит, $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$	Белый, серо-желтый, коричневый. Тв. 3,5—4,0	То же	То же
Магнезит, $(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3$ (MgCO_3 — 95—100 %, FeCO_3 — 0—5 %)	Бесцветный, белый, серый, желтый, коричневый Тв. 3,5—4,5	Ромбоэдрическая, призматическая, таблитчатая, скаленоэдрическая	»
Брейнерит, $(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3$ (MgCO_3 — 95—70 %, FeCO_3 — 5—30 %)	Тв. 3,5—4,0	—	»

признаки карбонатных минералов

Показатели преломления		Дву- пре- ломление	Осность, оптический знак, удлинение, погасание	Двойники	Распространение
n_o	n_e				
1,658	1,486	0,172	Одноосный отрицательный	Части полисинтетические двойники	Встречаются в виде зернистых и скрытокристаллических масс, иногда оолитовых и волокнистых агрегатов, натечных образований
$n_g = 1,686;$ $n_m = 1,681;$ $n_p = 1,530$		0,155	Двуосный отрицательный, удлинение отрицательное, $-2V = 18^\circ$, погасание прямое	Части двойники по (110) и сложные полисинтетические двойники	Образует шестоватые и радиально-лучистые агрегаты, корки, натечи, оолиты, пизолиты, слагают органические остатки. Скрытокристаллической разновидностью арагонита является ктипейт
1,679— 1,703	1,500— 1,520	0,178— 0,185	Одноосный отрицательный, дисперсия сильная	Двойники редки. В отличие от кальцита располагаются по короткой диагонали ромба	Самостоятельно или с кальцитом образует различные структурные типы агрегатов. Часто образует яснозернистые кристаллические массы. Может иметь обломочное и аутигенное происхождение
1,728— 1,741	1,531— 1,536	0,197— 0,205	То же	Иногда наблюдаются двойники	Образует анкеритовые осадочные руды, часто вместе с лептохлоритами встречается в конкрециях
1,700	1,509	0,191— 0,192	»	Двойников нет	Образует крупнозернистые грубоволокнистые, пластинчатые агрегаты
1,707— 1,718	1,517	0,190— 0,202	»		

Название и состав	Физические свойства	Форма	Сингония
Пистомезит ($MgCO_3$ — 50—30 %, $FeCO_3$ — 50—70 %)	Тв. 3,5—4,0	Ромбоэдрическая	Тригональная
Сидероплезит, (Fe, Mg) CO_3 ($MgCO_3$ — 30—5 %, $FeCO_3$ — 70—95 %)	—	—	То же
Сидерит, $FeCO_3$ 95—100 %, $MgCO_3$ — 0—5 %	Желтовато-белый, голубовато-серый. Тв. 4—4,5	Ромбоэдрическая с закругленными гранями, таблитчатая, призматическая, скаленоэдрическая	»
Родохрозит, $MnCO_3$ (Mn может замещаться Ca, Fe, Mg, Zn, Co, Cd)	Розовый, красный, желтовато-серый, белый с розовым оттенком. Тв. 3,5—4,0	Ромбоэдрические и скаленоэдрические часто с изогнутыми гранями, толстотаблитчатые и призматические	»
Изоморфная смесь (Fe, Ca, Mg, Mn) CO_3	Бесцветный	—	»

В зависимости от систематического состава палеонтологических остатков при преобладании соответствующей группы организмов различаются цефалоподовые, фораминиферовые, пелициподные, гастроподовые, водорослевые и другие карбонатные породы. При разнообразном составе раковинного материала порода называется полидетритовой. В разновидностях, где, несмотря на смесь различных органогенных фрагментов, какие-либо преобладают, употребляют двойное название (например, криноидно-полидетритовые).

2. Минеральный состав и внутреннюю структуру, по которой нередко определяется систематическое положение органических остатков.

3. Степень сохранности (перекристаллизованы, гранулированы, корродированы, замещены каким-либо материалом, на-

Показатели преломления		Дву- пре- ломление	Осность, оптический знак, удлинение, погасание	Двойники	Распространение
n_o	n_e				
1,788	1,570	0,218	Одноосный отрица- тельный, дисперсия сильная		
			То же	—	
1,875	1,633	0,242	»	Редко поли- синтети- ческие двойники, как у кальцита	Часто образует оолитоподобные аг- регаты, микро-и мел- козернистые массы. Слагает слон, линзы, конкреции. Часто сопровождается же- лезистыми гидрокси- дными минералами
1,750— 1,850	1,540— 1,617	0,190— 0,230	»	Нередко встреча- ются поли- синтети- ческие двой- ники	Образует зерни- стые скрытокристал- лические, шестова- тые, почковидные, шарообразные и сфе- ролитовые агрегаты. При окислении пе- реходит в окислы мар- ганца
1,780— 1,850	?	0,230	»	—	Встречается в кон- крециях триасового флиша Крыма

пример окремнение, доломитизация и т. д.). Нередко принадле-
жащие к различным типам и классам органические остатки
имеют различную степень сохранности.

4. Характер органических остатков (целые раковины или
обломки их), форму, степень окатанности. Породы, содержащие
средн органической части только целые скелеты организмов,
относятся к биоморфным. Например, биоморфные мшанковые
известняки, остракодовые известняки. Гораздо шире распро-
странены детритово-биоморфные карбонатные породы, состоя-
щие из смеси цельных или слабо поврежденных раковин и их
обломков (детрита), причем первые составляют более 50 %
всех органогенных фрагментов. Нередко выделяются органи-
генно-детритовые карбонатные породы, содержащие лишь об-
ломки органических остатков. В случае окатанности раковин-

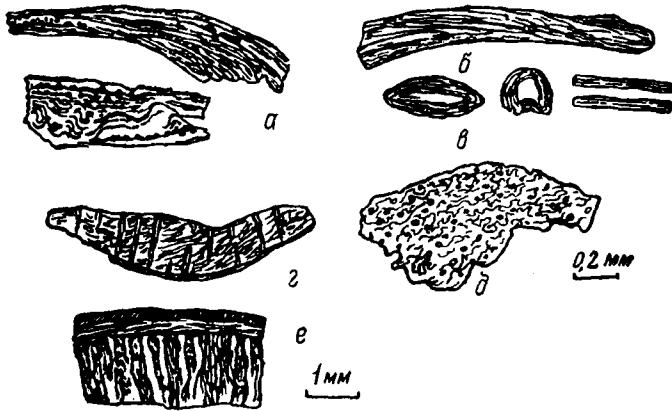


Рис. 52. Обломки раковин брахиопод [Фролов В. Т., 1964 г.].

а — фосфатная пиритизированная раковина *Obolus* (силур Прибалтики), б — поперечный разрез однослойной раковины (пластинчатый слой), в — косой поперечный и продольный срезы игл брахиопод (карбон Подмосковья); г, д — поперечный и тангенциальный срезы пластинчатых раковин типа терсбратулид; е — поперечный срез трехслойной раковины спирифера.

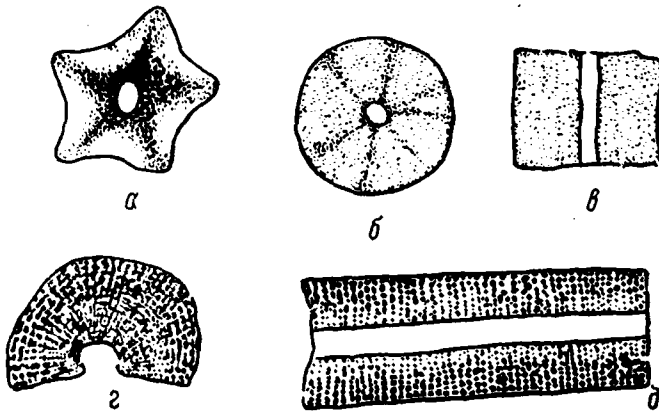


Рис. 53. Членики иглокожих [Маслов В. П., 1973].

а, б, в — поперечное (а, б) и продольное (в) сечение стеблей морских губок; г, д — поперечное и продольное сечение игл морских ежей.

ного детрита породы относятся к раковинным известняковым песчаникам или гравелитам*.

5. Размеры органических остатков. В зависимости от размеров органогенных фрагментов выделяют несортированные, состоящие из обломков разной величины, круподетритовые (содержащие более 50 % обломков > 1 мм), мелкодетритовые (1—0,1 мм) и шламовые (< 0,1 мм).

* Формально такая порода принадлежит к группе обломочных карбонатных пород.

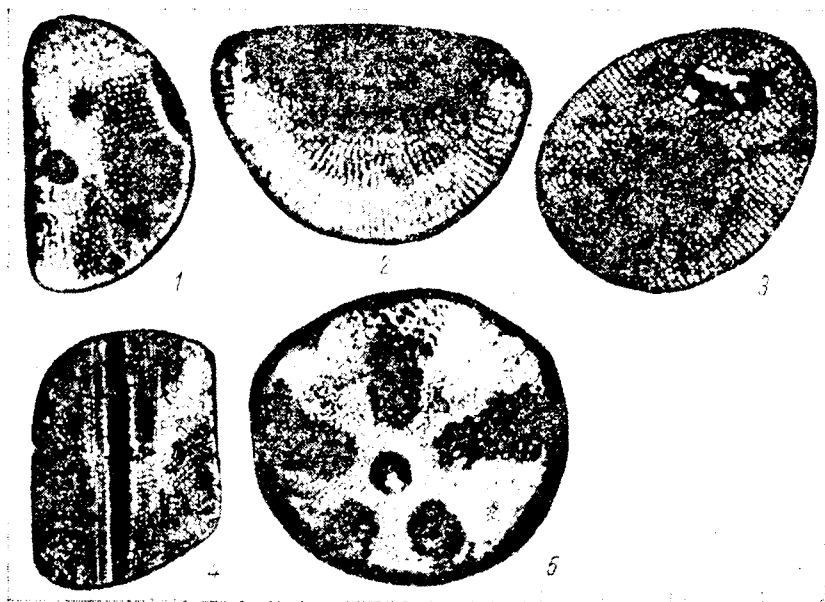


Рис. 54. Остатки морских губок в различных сечениях через их членки. Сечения, поперечные к стеблю (1, 2, 3, 5), продольные (4). Увел. 50^x.

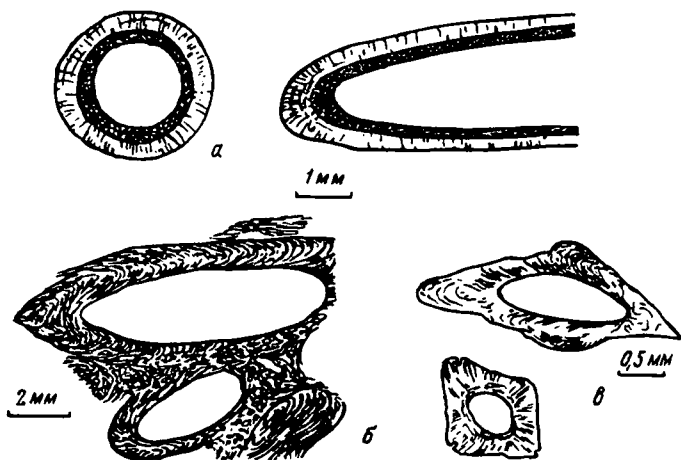


Рис. 55. Трубки червей — серпулы [Фролов В. Т., 1964 г.].
a — двухслойный поперечный и диагональный срезы (верхний мел, Крым); *б* — случайное сечение через изогнутую трубочку (нижний мел, Крым); *в* — поперечные и косые сечения.

Растительные известковые остатки наиболее широко в карбонатных породах представлены остатками водорослей, известковый скелет которых создается путем отложения мелкозернистого кальцита внутри клеток или вне их (сине-зеленые, зеленые, красные, или багряные, харовые водоросли, кокколитофориды). Сине-зеленые водоросли известны с докембрия. Среди них выделяют собственно сине-зеленые водоросли, которые сохраняют ясные следы нитей, сохраняющихся в виде каналов, сложенных мелкозернистым кальцитом. Строматолиты и онколиты являются формами, образованными ценозом водорослей. К строматолитам относят прикрепленные образования (коллении, конофитоны и др.), а к онколитам — свободно перекатывающиеся по дну округлые желваки.

Зеленые водоросли более высокоорганизованные по сравнению с сине-зелеными образованиями. Скелет их представляет чехол сложного строения. Они имеют обызвествленный центральный сифон и ветки, пронизанные канальцами (сифоновые водоросли). Известковый скелет у большинства сифоновых водорослей крупнокристаллический кальцитовый. Зеленые водоросли — хламиды — строят свой скелет из арагонита.

Красные, или багряные, водоросли весьма распространенные известковыделяющие образования. Они известны с силура (солепопоры) и широко распространены в мелу и третичных отложениях (литотамнии и нуллипоры). Мелкозернистый карбонат отлагается у них внутри клеток и превращается в комки, корку или кустик. Литотамнии состоят из высокомагnezияльного кальцита.

Харовые водоросли (хары) имеют обызвествленный стебель и оболочки спороножек или оогоний и известны с девона (морские формы — трохилиски); хорошо изучены кайнозойские, преимущественно пресноводные образования, встречающиеся в озерных мергелях.

Кокколитофориды — мельчайшие ($<0,005$ мм) одноклеточные водоросли, имеющие известковый панцирь, состоящий из отдельных неделимых кокколитов. Они образуют кокколито-сферы или трубчовидные образования — рабдолиты (рис. 56, 57).

После описания органических остатков следует характеристика цементирующей массы.

1. Минералогический состав с характеристикой каждого составляющего цементирующую массу минерала (см. табл. 34).

2. Для выделения минералов указывают: а) содержание, б) размер, в) форму, г) характер распределения, д) прочие признаки. Полученные данные используются для определения структуры и микроструктуры породы (см. табл. 29).

3. Характеристика примесей, для которых указывают: а) содержание, б) состав, в) размер, г) характер распределения.

Весьма близко к рассмотренной схеме описание некоторых разновидностей хемогенных карбонатных пород (оолитовых и



Рис. 56. Кокколиты [Шуменко С. П., 1974].
Верхний мел Днепровско-Донецкой впадины. Угольная руды. Увел. 700 \times .

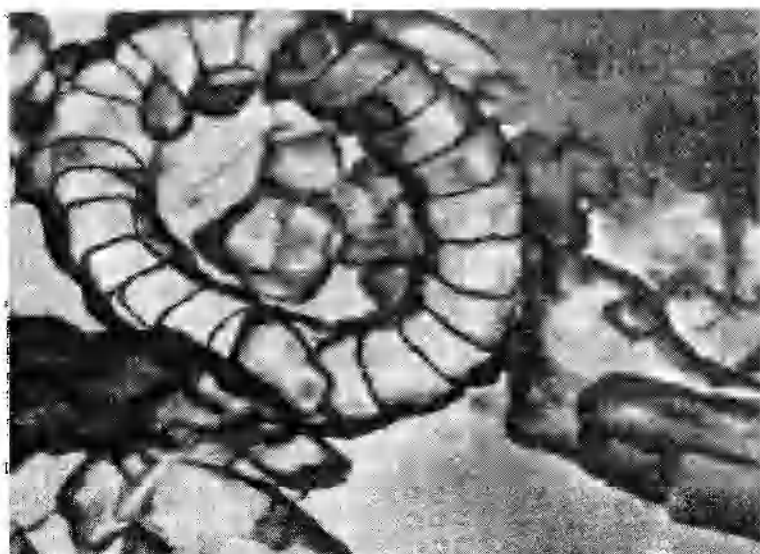


Рис. 57. Кокколиты [Шуменко С. П., 1974].
То же, что на рис. 56. Увел. 1000 \times .

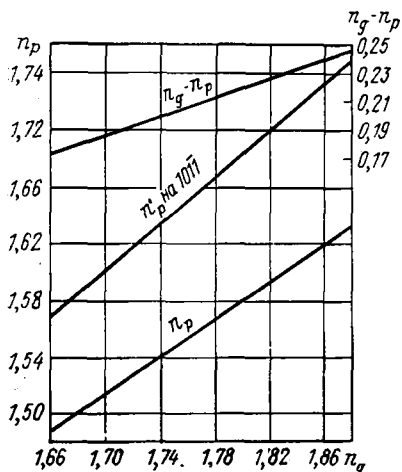


Рис. 58. Показатели преломления и двупреломления карбонатов (по В. Б. Татарскому).

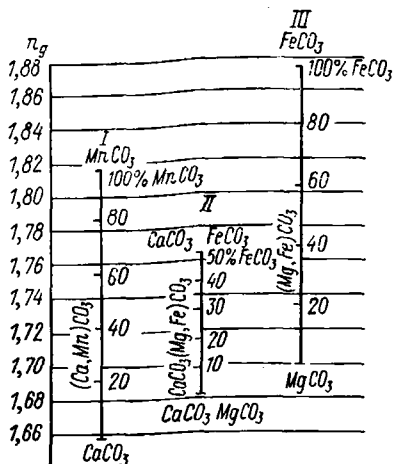


Рис. 59. Зависимость показателей преломления карбонатов от состава [Татарский В. Б., 1965].

псевдооолитовых). Характеризуя их, для оолитов отмечают содержание, форму (простую или сложную), размер, состав, внутреннее строение (центральное ядро и материал, его слагающий, и периферическую зону), текстуру, структуру. Отмечаются все случаи изменения их (раскалывание, корродированность, замещение и др.).

3. ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

Иммерсионный метод является надежным способом диагностики карбонатных минералов и определения их химического состава. Карбонаты группы кальцита все одноосные, отрицательные с очень высоким двупреломлением (0,175—0,245) и высоким показателем преломления (табл. 35). Благодаря наличию изоморфных рядов (рис. 58, 59) показатели преломления и другие свойства постепенно изменяются и частично перекрываются. Карбонаты группы арагонита двухосные, отрицательные. Так как в одноосных отрицательных $n_g - n_o$ и наблюдается в любом сечении минерала, можно рекомендовать следующую схему определения карбонатов в иммерсии.

Карбонаты группы кальцита имеют совершенную спайность по ромбоэдру, поэтому в иммерсионных препаратах они ложатся на плоскость спайности по ромбоэдру и дают косые разрезы. В них определяется n_e (табл. 36).

Особо следует отметить существование высокомагнезиальных кальцитов, где в решетке кальцита часть $CaCO_3$ замещена $MgCO_3$ (от 5—10 до 20—30 %). Показатели преломления высо-

комагнезиальных кальцитов 1,660—1,679. Высокомагнезиальные кальциты встречаются главным образом в современных и молодых кайнозойских породах.

ТАБЛИЦА 35

Показатели преломления карбонатных минералов

Двуосные отрицательные	Одноосные отрицательные
$n_g > 1,700$ (церусит) $1,680 < n_g < 1,700$ (арAGONИТ)	$n_o < 1,665$ (кальцит) $1,665 < n_o < 1,686$ (Mg-доломит) $1,686 < n_o < 1,700$ (параанкерит) $n_o = 1,700$ (магнезит) $1,700 < n_o < 1,725$ (брейнерит) $1,725 < n_o < 1,740$ (анкерит) $1,740 < n_o < 1,780$ (Fe-доломит) $n_o > 1,780$ (пистомезит, сидерит, родохрозит)

ТАБЛИЦА 36

Показатели преломления зерен на плоскости спайности по ромбэдру (1010)

n'_e	Минералы	n'_e	Минералы
1,566	Кальцит	1,655	Ферродоломит
1,587—1,591	Магнезидоломит	1,673	Пистомезит
1,602	Магнезит	1,702	Родохрозит
1,607—1,613	Брейнерит	1,742	Сидерит
1,625—1,633	Анкерит		

В иммерсии обычно рассматривают порошок карбонатной породы, приготавливая иммерсионный препарат с жидкостями, показатели преломления которых дают возможность отличать одни минералы от других. Например, в жидкости с $n = 1,675$ можно отличить кальцит от доломита (если в образце нет высокомагнезиального кальцита, показатели преломления которого находятся в интервале 1,660—1,679), в жидкости с $n = 1,780$ при наличии у минерала показателя преломления $> 1,780$ устанавливаются железистые карбонаты ряда сидерит—магнезит и т. д.

4. РЕАКЦИИ ОКРАШИВАНИЯ

Реакции окрашивания имеют большое значение для точной диагностики карбонатных минералов. Они основаны на неодинаковом составе катионов и на различной химической активности карбонатных минералов (различной растворимости карбо-

Реактивы и ход определения	Кальцит	Арагонит
<p>I. Определение кальцита, арагонита и доломита</p> <p>1. Ализариновый красный, концентрированный Ализарин меньшей концентрации: 0,1 г ализарина, 0,61 мл HCl и вода до 100 мл. Время воздействия 30—35 с и промывка</p> <p>2. FeCl₃ — 10—15 % и (NH₄)₂S любой концентрации. Действие FeCl₃ — 1—2 мин, промывка и действие (NH₄)₂S — несколько секунд</p> <p>3. Метилвиолет + HCl</p>	<p>Темно-красный Розовый</p> <p>Черный</p> <p>Фиолетовый</p>	<p>Темно-красный Розовый</p> <p>Черный</p> <p>Фиолетовый</p>
<p>II. Определение арагонита</p> <p>4. Со (NO₃)₂ — концентрированный. Кипячение в течение 5—6 мин</p> <p>4а. MnSO₄·7H₂O (100 см³ воды и 11,8 г сульфата магния). Добавляют Ag₂SO₄, кипятят, охлаждают и отфильтровывают остаток. Прибавляют 1—2 капли слабого раствора Na (OH), погружают шлиф и выдерживают от 30 до 60 мин</p>	<p>Не окрашен или розовато-лиловый Светло-серый</p>	<p>Густо-фиолетовый</p> <p>Темно-серый через 30, черный через 60 мин</p>
<p>III. Определение магнезита</p> <p>5. Дифенилкарбазид. Кипячение в течение 2—3 мин с промывкой. Для приготовления реактива используют 1—2 г дифенилкарбазида, растворяя его в 15 мл спирта при нагревании. Затем добавляют 3 мл 25%-ного раствора NaOH или KOH</p> <p>6. Магnezон. Кипячение в течение 2—3 мин и промывка. Для приготовления раствора 2 мг реактива растворяют в 1 л 50 %-ного спирта + KOH до синей окраски раствора</p>	<p>Нет</p> <p>»</p>	<p>Нет</p> <p>»</p>
<p>IV. Определение железистых карбонатов</p> <p>7. Железосинеродистый калий + HCl</p> <p>а) шлиф или зерно смачиваются 20 %-ным раствором K₃Fe (CN)₆, через 20—30 с сливают избыток реактива, подливают несколько капель 1 %-ной HCl и через 7—8 с шлиф или зерно хорошо промывают</p> <p>б) фотобумагу пропитывают 2 % или 20 %-ным раствором HCl. Полированную поверхность образца прижимают к фотобумаге на 2 мин. Далее отпечаток обрабатывают 5 %-ным раствором K₃Fe (CN)₆</p>	<p>В зернах 1—0,25 мм синий, в зернах 0,01 мм темно-синий</p>	

карбонатных минералов

Доломит	Анкерит	Брейнерит	Сидерит	Магнезит	Автор
Бледно-малиновый Не окрашивается	Малиновый				G. M. Friedman [1959]
Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный в тонких зернах зе- леноватый	Приобретает слегка зеле- новатый от- тенок		J. Lemberg [1887 г.] Реакция Тихомирова. Реакция Мейгена F. Feigl, Leitmeier [1934 г.]
		Розовый	Серый	Красно- фиоле- товый	F. Feigl, [1928 г.]
Синий		Синий		Синий	Н. В. Лог- виненко, Н. К. За- болотная. [1954]
В зернах 1—0,25 мм окрашен, в зернах < 0,01 мм бледно- голубой	Темно- синий При 20 %- ной HCl синий, при 2 %-ной — синий	Не окра- шен	Зеленоватый оттенок При 20 %-ной HCl — синий, при 2 %-ной — не окрашен	Не окра- шен	То же. С. А. Юшко- [1955 г.]

Реактивы и ход определения	Кальцит	Арагонит
<p>в) 1 %-ный раствор $K_3Fe(CN)_6$, подкисленный несколькими каплями HCl, образует на поверхности зерна пленку турбулентной сини</p> <p>8. Раствор ализарина (0,1 %) в 0,1—0,15 нм растворе HCl. Кипячение в течение 10—15 с</p>		

натов — кальцита, анкерита, доломита и др.), разной адсорбции ими красителей. Действие используемых реактивов приводит к образованию тонкой окрашенной пленки на поверхности минералов. Действуя на карбонаты различными реактивами, получают либо сразу цветную пленку, либо бесцветное соединение, которое, взаимодействуя с другими реактивами, дает цветную реакцию.

Определение бескальциевых железисто-магнезиальных

Реактивы и ход определения	Ряд магнезит—			
	Магнезит	Брейнерит	Мезитит	Писто мезит
1. KOH (20 %) + H_2O_2 *	Нет	Нет	Не известно То же	Коричневый Черный
2. $Na(OH)$ 20 % и раствор сернистого аммония**	»	»		
3. Бензопурпурин $C_{34}H_{26}O_8N_6S_2Na_2$ (0,01 %) в 0,1 %-ном растворе $NaOH$ ***	Красный	Красный	Красный	Красный

* После нанесения капли реактива нагревают до 50—60 °С в течение 5 мин. Далее или окрашенных карбонатов.

** Образцы обрабатываются (в порошках, зернах, шлифах) реактивом при 50—90 °С. Избыток щелочи удаляют без промывания, далее обрабатывают раствором сернистого водой. Окраску можно закрепить гипосульфитом. Метод используется как для бесцвет

*** Кипячение в течение 10 мин.

Доломит	Анкерит	Брейнерит	Сидерит	Магнезит	Автор
При концентрации $\text{HCl} \geq 30\%$ богатые Fe доломиты окрашены как анкериты и сидериты	При концентрации HCl 1—30% — синий, темно-синий Керичнево-фиолетовый		При концентрации HCl 20% и выше — синяя, темно-синяя, при концентрации, HCl ниже 1% — не окрашен Слабо-фиолетовый		А. Г. Бетехтин [1950 г.], Г. И. Теодорович и др. [1959] Ф. Шварц [1929 г.]

Окрашивание карбонатов является одним из наиболее простых и удобных методов диагностики карбонатных минералов. Его можно использовать для определения карбонатов в кусках, порошках, шлифах и аншлифах. Наиболее сложно окрашивание в открытых прозрачных шлифах.

В качестве красителей предложено большое количество неорганических и органических соединений. Не все они достаточно

ТАБЛИЦА 38

карбонатов [Теодорович Г. И. и др., 1959]

сидерит		Ряд доломит—анкерит				
Сидероплезит	Сидерит	Доломит	Железистый доломит	Магнезиоанкерит	Параанкерит	Анкерит
Коричневый Черный	Коричневый Черный	Нет	Слабо-желтый Нет	Слабо-желтый Серо-зеленоватый оттенок	Слабо-желтый Серо-зеленоватый оттенок	Слабо-желтый Серо-зеленоватый оттенок
Красный	Нет					

наносят каплю H_2O_2 , промывают и просушивают. Метод используется для бесцветных в течение 2—3 мин для мелкозернистых и 5 мин для средне-крупнозернистых фракций. аммония до появления черной окраски (через 1—5 мин). Затем образец промывают пух, так и окрашенных железисто-магнезистых карбонатов.

удобны и убедительны, так как допускают одновременное и одинаковое окрашивание нескольких карбонатных минералов. Красители, применяемые для диагностики наиболее распространенных пороодообразующих карбонатов, приведены в табл. 37.

Для карбонатных минералов некоторых изоморфных рядов разработаны частные методики их определения. Это относится к бескальциевым железисто-магнезиальным карбонатам ряда магнезит ($MgCO_3$ — 100—95, $FeCO_3$ — 0—5 %) — брейнерит ($MgCO_3$ — 95—70, $FeCO_3$ — 5—30 %) — мезитит ($MgCO_3$ — 70—50, $FeCO_3$ — 30—50 %) — пистомезит ($MgCO_3$ — 50—30, $FeCO_3$ — 50—70 %) — сидероплезит ($MgCO_3$ — 30—5, $FeCO_3$ — 70—95 %) — сидерит ($MgCO_3$ — 5—0, $FeCO_3$ — 95—100 %) (табл. 38).

Метод окрашивания карбонатных минералов получил большое распространение. Этому способствует быстрота получения результата, однако слабой стороной многих реакций окрашивания является ненадежность результатов для мелкозернистых пород и минералов размером $<0,01$ мм. Однако возможности метода не исчерпаны. По-видимому, в дальнейшем будут совершенствоваться существующие и разрабатываться другие более тонкие методы диагностики с помощью окрашивания.

5. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Изучение карбонатных пород в шлифах, иммерсии и применении реакций окрашивания дает возможность достаточно полно описать породу, ее состав, текстуру и структуру и дать ее точное название. Ниже приведены некоторые такие примеры.

Известняк. Средний карбон Донбасса (Белокалитвенский район). Макроскопическое описание. Порода светло-серого цвета, плотная массивная с шероховатым изломом. На выветрелой поверхности видны обломки раковин брахиопод и члеников морских лилий. От HCl бурно вскипает. На шлифовке видна слабо намечающаяся слоистость по ориентировке органических остатков и их скоплений.

Микроскопическое описание. Порода состоит из обломков раковин брахиопод, пелелипод, члеников криноидей, в небольшом количестве встречаются массивные раковины фузулиид и терригенные примеси (угловато-окатанные и угловатые зерна кварца песчаной и алевритовой размерности). Органические остатки неокатанные или несут следы слабой окатанности, отмечены также единичные обрывки обволакивающих водорослей. Размер обломков от 0,1 до 3,0 мм, преобладают обломки размером от 0,5 до 0,8 мм. Обломки сцементированы микрозернистым и пелломорфным кальцитом (микрит, размер частиц $<0,005$ мм). Органические остатки составляют 60 % площади шлифа, терригенные примеси — 1—2 %, цементирующее вещество — 38—40 %. Большая часть шлифа пересекается многочисленными тонкими (0,03—0,01 мм) жилками вторичного кальцита. Показатели преломления кальцита цемента и члеников криноидей 1,658—1,660, окрашивание фиолетовыми чернилами и ализарином показало отсутствие доломита и Mg-кальцита.

Резюме. Известняк крупнозернистый органогенно-обломочный (биомерфно-детритовый) полидетритовый (с преобладанием брахиопод и криноидей).

Доломит. Верхний карбон Подмосковья. Макроскопическое описание. Порода плотная, светло-серая, текстура массивная, в изломе сахаровидная, от HCl не вскипает.

Микроскопическое описание. Структура кристаллически-зернистая, мелкозернистая. Порода состоит из зерен доломита ромбодрического габитуса, размером 0,1—0,18 мм. Ромбоздры не совсем правильные, плотно прилегают друг к другу. Центральная часть зерен замутнена, внешняя чистая—светлая. Показатели преломления доломита больше, чем у КБ, двупреломление большое—радужные тона интерференции высоких порядков.

Просмотр порошка породы в иммерсии показал наличие зернистого доломита с $n_o = 1,680 \div 1,682$ и лишь ничтожную примесь пелитоморфного доломита с размером частиц $< 0,005$ мм.

Фиолетовыми чернилами с HCl шлиф и пришлифовка не окрашиваются. Кипячением порошка породы в паранитробензолорезорцинс зерна доломита окрасились в синий цвет.

Резюме. Доломит кристаллически-зернистый мелкозернистый.

Доломит. Нижняя пермь Донбасса. Макроскопическое описание. Порода плотная, крепкая, тонкослоистая, серого цвета, излом шероховатый, на плоскостях напластования глинистые примазки, от HCl вскипает.

Микроскопическое описание. Структура органогенная (водорослевая), порода состоит из мельчайших нитей водорослей размером 0,01—0,05 мм и их фрагментов, располагающихся своими длинными размерами по напластованию, местами беспорядочно. Нити сложены пелитоморфным доломитом (размер частиц $< 0,005$ мм), более грубыми в центре и более тонкими на периферии.

Основная цементирующая масса (~ 25 % поверхности шлифа) сложена пелитоморфным, частично микрозернистым доломитом (частицы 0,005—0,05 мм). В виде примеси присутствует кварц (зерна 0,05—0,03 мм) и чешуйки глинистого минерала гидрослюдистого типа. Содержание примесей 2—3 %. В иммерсии определены показатели преломления доломита $n_o = 1,678 \div 1,680$. Паранитробензолорезорцинс (при кипячении) окрашивает порошок породы в синий цвет, а фиолетовые чернила с HCl окрашивают шлиф и пришлифовку в фиолетовый цвет. Химический анализ показал содержание MgO равным 20,1 %. Окрашивание чернилами и вскипание породы с HCl связано с высокой дисперсностью материала.

Резюме. Доломит водорослевый с органогенной водорослевой структурой.

Бич-рок о. Оаху (Гавайские острова). Макроскопическое описание. Порода белого (желтовато-белого) цвета, неслоистая, пористая с шероховатым изломом. На изломе видны обломки кораллов, литотампий, темные точки—обломки базальтов. От HCl бурно вскипает.

Микроскопическое описание. Порода состоит из обломков кораллов, кораллиновых водорослей, фораминифер, моллюсков, морских ежей и обломков минералов и горных пород. Размер обломков от 0,1 до 1,2 мм, средний размер преобладающей фракции 0,2—0,4 мм (рис. 60). Обломки кораллов сложены волокнистым и зернистым арагонитом—окрашивается $Co(NO_3)_2$. Раковины фораминифер состоят из нормального кальцита с $n_o = 1,658$, реже встречается магнесиальный кальцит с $n_o = 1,666 \div 1,672$. Обломки пелещипод состоят из волокнистого и призматического кальцита, иглы морских ежей сложены крупными (до 1 мм) монокристаллами кальцита. Кораллиновые водоросли состоят из высокомагнесиального кальцита ($n_o = 1,666 \div 1,679$, на дифрактограммах сильные рефлексы в области 0,3013 и 0,294 нм). Содержание обломков кораллов 18, кораллиновых водорослей 44, обломков моллюсков 2, фораминифер 3 и морских ежей 1 %.

Терригенные примеси представлены основными плагиоклазами, оливином, магнетитом, вулканическим стеклом, обломками базальтов—4 %.

Цементирующим веществом является игольчатый арагонит. Иголочки ($0,01 \times 0,1$ мм) вытянуты по оси c , $n_m = 1,681$ (в иммерсии). По стенкам пор в небольшом количестве встречается высокомагнесиальный пелитоморфный кальцит (микрит, размер зерен $< 0,005$ мм). Содержание цемента 28 %. Порода имеет много открытых—незаполненных цементом—пор.

Резюме. Известняк органогенно-обломочный (биоморфно-детритовый) кораллово-водорослевый—среднезернистый современный сцементированный пляжевой песок—бич-рок.

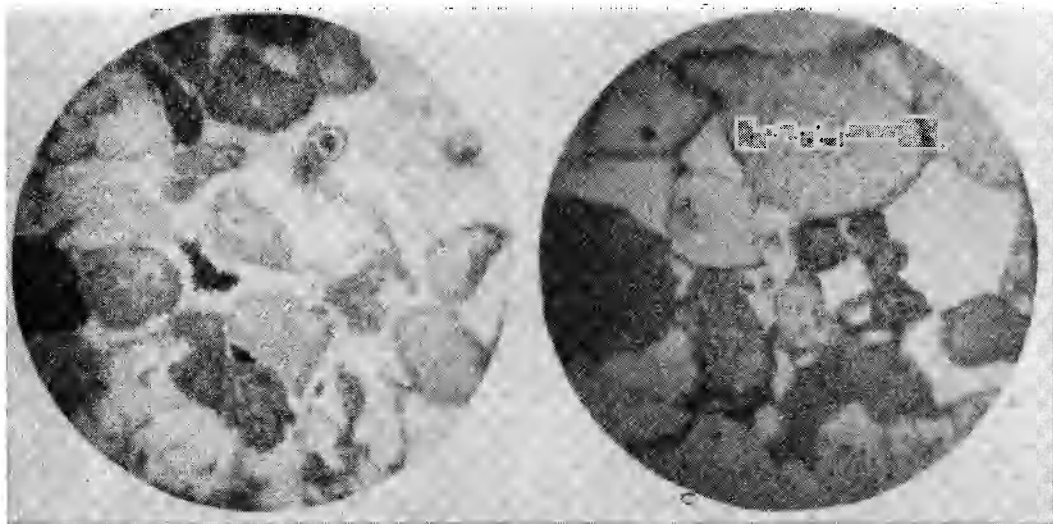


Рис. 60. Органогенно-обломочный известняк бич-рок, о. Гаху (Гавайские острова). Обломки кораллиновых водорослей и кораллов, сцементированные игольчатым арагонитом.
Увел. $18\times$, николь 1.

Рис. 61. Органогенно-обломочный известняк бич-рок (атолла Фунафути, о-ва Элиса, Тихий океан). Халимеды и фораминиферы, сцементированные микритом магнизального кальцита. Увел. $18\times$ николь 1.

Бич-рок атолла Фунафути (о-ва Эллис, Тихий океан). Макроскопическое описание. Порода желтовато-белого цвета, слоистая (чередование более грубых и тонких обломков), пористая. На поверхности видны обломки кораллов, литотамний, халимед и масса крупных фораминифер. От HCl бурно вскипает.

Микроскопическое описание. Порода состоит из обломков кораллов (22%), литотамний — кораллиновых водорослей (20%), бентосных фораминифер — рода *Amphistegina* (26%). В небольшом количестве встречаются обломки халимед (6%) и раковин моллюсков — пелещипод (4%). Обломки халимед и кораллов сложены арагонитом — окрашиваются $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$. Органические остатки слегка окатаны или неокатаны. Размер обломков от 7 до 0,2 мм, средний размер преобладающей фракции 0,5—0,9 мм. Цементирующим веществом является микрозернистый (0,05—0,005 мм) и пелитоморфный высокомагнетитовый кальцит (микрит, размер зерен <0,005 мм) (в иммерсии определена $n_o = 1,672 \div 1,679$).

Цемент (24%) окружает обломки и раковины желто-бурыми непрозрачными каемками и заполняет поры и пустоты. Терригенные и вулканогенные примеси присутствуют в ничтожном количестве (в сумме ~100 зерен в иммерсионном препарате) (рис. 61).

Резюме. Известняк биоморфо-детритовый, кораллово-водорослевый крупнозернистый, разнороднозернистый (современный сцементированный пляжевый песок).

Известняк оолитовый. Юра Днепроовско-Донецкой впадины. Макроскопическое описание. Карбонатная порода, состоящая из оолитов размером от 0,5 до 1,5 мм желтовато-белого цвета, сцементированных кальцитом. Структура оолитовая однородная неслоистая. От HCl бурно вскипает.

Микроскопическое описание. Порода состоит из кальцита в виде оолитов и цемента и содержит небольшое количество обломочных зерен кварца, полевого шпата и обломков пород (кремни), единичных зерен глауконита песчаной и алевритовой размерности. Оолиты овальной формы и концентрического строения размером от 0,5 до 0,9 мм, единичные оолиты имеют размер до 1,5 мм. Концентрические слои оолитов сложены пелитоморфным кальцитом (микритом), ядра оолитов часто содержат песчинки кварца, полевого шпата или обломки раковин пелещипод. Встречаются сложные оолиты, когда два-три оолита обволакиваются общей оболочкой, состоящей из пелитоморфного кальцита. Оолиты составляют 65 поверхности шлифа, обломочные примеси — около 5—7%. Зерна кварца хорошо окатаны, последние шпаты в виде угловатокатанных зерен микроклипа ($n < 1,540$, микроклиновая решетка) и кислого плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками ($n \leq 1,540$), кремнь — халцедоновый (пелитоморфная структура с мелкими сферолитами ($n \leq 1,540$), глауконит зеленый с характерной агрегатной интерференционной окраской, показатель преломления высокий).

Цемент контактово-поровый и поровый составляет 25—28% поверхности шлифа, состоит из зернистого кальцита (размер зерен 0,05—0,18 мм). У части оолитов (примерно 20% от общего количества), ядро выщелочено — отрицательные оолиты. Измерение в иммерсии показателей преломления кальцита цемента $n_o = 1,658 \div 1,660$ и окрашивание шлифа ализарином показало отсутствие доломита.

Структура оолитовая с контактово-поровой цементацией.

Резюме. Известняк оолитовый (хемогенный) с контактово-поровым кальцитовым цементом.

Мел белый пишущий. Верхний мел (г. Белгород). Макроскопическое описание. Порода белого цвета, скрытокристаллическая однородная со скорлуповатым изломом, марает пальцы, от HCl бурно вскипает. На поверхности, зачищенной ножом и увлажненной водой, наблюдается иллитовая текстура (текстура ходов илюдов).

Микроскопическое описание. Порода пелитоморфной однородной структуры, состоит из зерен (<0,005 мм) пелитоморфного кальцита (микрита), в шлифе зерна имеют неправильную лапчатую форму и ложатся друг на друга в несколько слоев. При одном пикеле окраска серовато-желтоватая, в скрещенных николях обнаруживают бледные радужные тона ин-

терференции на участках наиболее тонкой части шлифа, в середине шлифа окраска слабая желтоватая ($n > 1,540$). В однородной массе местами встречаются единичные мелкие раковины фораминифер, стенки которых сложены пелитоморфным кальцитом, и иногда обломки раковин пелелипод (мелкие пластинки кальцита).

В иммерсии при больших увеличениях (объектив 40 \times , 60 \times , окуляр 17 \times) видно, что основная масса породы состоит из кокколлитов (в виде овальных полых колец, разделенных перегородками, и радиальных пластинчатых наклонный размером 0,005—0,006 мм, а также более мелких звездчатых форм) и их фрагментов. В небольшом количестве встречаются кальцитовый микрит (размер зерен 0,003—0,004 мм, форма зерен неправильная, $n_D = 1,659 \pm 0,002$), возможно хемогенного генезиса (?). Реакции окрашивания показали отсутствие доломита.

Резюме. Мел белый пишущий, органогенно-фитогенная (биоморфная, кокколитофоридовая) порода.

6. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Состав карбонатных пород определяется химическим (породообразующие компоненты) и спектральным (малые и редкие элементы) анализами. Так как карбонатные породы могут состоять из известняков (кальцитовые), доломитов (доломитовые) и пород смешанного состава (известково-доломитовых), то наиболее важно определить содержание Ca, Mg и CO₂. Многие карбонатные породы содержат кроме основных компонентов различные примеси (аутигенных и обломочных минералов), поэтому также важно знать количество нерастворимого в HCl остатка и его состав (в общем случае песчаного, глинистого или иного). Количественная оценка состава карбонатных пород сводится к следующему: 1) определение общей карбонатности, 2) определение химическим методом CO₂, CaO, MgO и нерастворимого остатка.

Карбонатность пород определяется двумя способами: весовым и объемным. Чаще используется весовой способ. Проба растирается в ступке до порошка и высушивается в сушильном шкафу при температуре до 105 °С. Навеска 1 г помещается в химический стакан и заливается 50 см³ 10 %-ной HCl. После окончания процесса разрушения карбонатов, о чем судят по прекращению выделения пузырьков газа и изменяющейся окраске нерастворимого остатка, последний отфильтровывают, промывают дистиллированной водой, сушат при 105 °С и взвешивают. Разница между первоначальным весом пробы и нерастворимого остатка является весом карбонатных солей.

Объемный способ оценки общей карбонатности заключается в определении CO₂, выделяющегося из навески 1—2 г при обработке его крепкой соляной кислотой, и пересчете его на содержание CaCO₃. Для этого имеются специальные приборы (простые лабораторные установки), где в колбе растворяется образец, а выделяющийся CO₂ поднимает окрашенный раствор в трубке с миллиметровыми делениями, соединенной гибким шлангом с колбой (метод Соловкина—Преображенского). Точная количественная оценка вещественного состава карбонатной

части пород сводится к определению химическим путем CO_2 , CaO , MgO и других окислов и нерастворимого остатка.

Важнейшим видом химического анализа карбонатных пород является анализ солянокислой вытяжки. Последняя получается путем использования 2,5—5 %-ной HCl . Для растворения кальцита, арагонита, доломита достаточно пробу, залитую кислотой указанной концентрации, нагреть до закипания. Для растворения анкерита, сидерита и прочих железистых карбонатов требуется 5-минутное кипячение.

В зависимости от состава карбонатных пород ход их химического определения различен. В общем виде в солянокислой вытяжке определяют CaO , MgO , FeO , MnO (два последних определяют из отдельных навесок), R_2O_3 (Al_2O_3 , Fe_2O_3 и другие полуторные окислы), P_2O_5 и SO_3 . Эта полная схема анализа карбонатных пород модифицируется в зависимости от состава пород, а также от целей, стоящих перед исследователями. В чистых известняках определяют лишь CO_2 , при содержании в породах кальцита других карбонатных минералов кроме CO_2 определяют CaO и MgO , в случае присутствия железистых карбонатов дополнительно определяется FeO и MnO . При наличии в породах сульфатов (гипса и ангидрита) солянокислая вытяжка анализируется на SO_3 ; если в породах вместе с карбонатами присутствуют фосфаты, то в солянокислой вытяжке определяют содержание P_2O_5 . Нерастворимый остаток определяют как разность между 100 % и суммой CO_2 , CaO и MgO или между 100 % и суммой карбонатных солей.

Химический анализ карбонатных пород производится весовым и объемным методами. Для массовых анализов удобнее пользоваться объемным методом. Среди объемных методов выделяют: ускоренные и экспрессные методы.

Существуют различные экспрессные методы определения содержания карбонатов. Они основаны на растворении карбонатного материала в определенном количестве соляной кислоты. Избыток ее титруется щелочью и по затраченному количеству щелочи определяется содержание CO_2 . Далее в титрованном растворе определяется MgO или CaO . Нерастворимый остаток определяют как разность 100 % и суммы процентов карбонатов кальция и магния. В практике лабораторных исследований широко используются объемные методы. Рассмотрим один из них.

Объемный «баритовый» метод. Принцип метода. Навеска растворяется в определенном объеме титрованного раствора кислоты; часть кислоты расходуется на разложение карбонатов. Избыток кислоты нейтрализуется титрованным раствором гидрата окиси бария с метилротом в качестве индикатора; по израсходованному на разложение породы количеству кислоты рассчитывается общее количество CO_2 . Далее добавкой титрованного раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$ осаждается гидроокись магния, осадок отфильтровывается, а избыток $\text{Ba}(\text{OH})_2$ титруется раствором кислоты. По затраченному на осаждение $\text{Mg}(\text{OH})_2$

количеству $\text{Ba}(\text{OH})_2$ рассчитывается MgO , %. Далее по содержанию MgO вычисляется количество связанного с ним CO_2 ; последнее вычитается из ранее найденного общего содержания CO_2 и по полученной разности рассчитывается содержание CO_2 , связанное с окисью кальция. Сумму углекислых кальция и магния вычитают из 100 и получают нерастворимый остаток, %.

Растворы, необходимые для проведения анализа.

1. 0,5 н. раствор соляной кислоты. В мерную колбу вместимостью 1000 мл наливают немного воды, далее в нее вводят 40,5 мл концентрированной соляной кислоты и колбу доливают водой до метки. Полученный раствор (приблизительно 0,5 н.) тщательно перемешивают и устанавливают его титр. Фиксапал, рассчитанный на получение 1 л 0,1 н. раствора, включает точно установленное количество кислоты, которое после разбавления до 1 л даст 0,1 н. раствор. Очевидно, что для получения 0,5 н. раствора нужно взять пять ампул фиксапала (0,1 н.) и, слив содержимое в мерную колбу, добавить воды до метки 1 л. Установление титра в таком случае не нужно.

2. 0,2 н. раствор $\text{Ba}(\text{OH})_2$. Примерно 33 г твердого $\text{Ba}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ растворяют в 1000 мл дистиллированной свежеприготовленной или прокипяченной воды. Воду после кипячения следует предохранять от попадания CO_2 из воздуха путем соединения стеклянной трубки, вставленной в пробку склянки с поглотителем, наполненным окисью кальция.

После растворения $\text{Ba}(\text{OH})_2$ и отстаивания возможного осадка (карбоната бария) раствор сливают (не взмучивая осадка) в новую сухую склянку также снабженную поглотителем для CO_2 . Лучше всего, если к этой склянке непосредственно присоединена бюретка.

Нормальность полученного раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$ определяют по ранее приготовленному титрованному раствору кислоты: в несколько конических колб отбирают по 10 мл титрованного раствора кислоты (0,5 н.), прибавляют немного индикатора (метилрот) и титруют раствором $\text{Ba}(\text{OH})_2$ до перехода красной окраски в желтую. Расхождение между параллельными титрованиями не должно превышать 0,1 мл.

Нормальность раствора устанавливается расчетом:

$$N_1 V_1 = N_2 V_2,$$

где V_1 — объем раствора кислоты; V_2 — объем раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$; N_1 — нормальность кислоты; N_2 — искомая нормальность раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$.

За V_2 берется среднее из 3—4 титрований, если они дали близкие результаты. Следовательно, нормальность раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$

$$N_2 = N_1 V_1 / V_2.$$

3. Индикаторы. Метилрот (0,1 г) растворяют в 60 мл этилового спирта и к раствору прибавляется 40 мл воды. Тимолфталеин (1 г) растворяют в 100 мл спирта.

Пропись выполнения анализа. Навеска породы ~0,5 г, взятая на аналитических весах, помещается в коническую колбу (250 мл). В колбу вводится с помощью бюретки 25 мл 0,5 н. раствора соляной кислоты и производится разложение навески при нагревании и взбалтывании. По окончании разложения навески стенки колбы омывают небольшим количеством воды, раствор кипятят 2—3 мин и стенки колбы снова омывают водой. Затем прибавляют 1—2 капли метилрота и раствор титруют раствором $\text{Ba}(\text{OH})_2$ до перехода красной окраски в желтую.

Определяют общее содержание CO_2 , %:

$$C_{\text{CO}_2} = \frac{(V_1 N_1 - V_2 N_2) \cdot 22}{100Ca} \cdot 100,$$

где V_1 — объем кислоты, мл; N_1 — нормальность раствора кислоты; V_2 — объем щелочи, мл; N_2 — нормальность раствора щелочи; a — навеска породы, г; 22 — коэффициент, равный половине молекулярной массы CO_2 ; 1000 — коэффициент для растворов, концентрация которых дана в молях на литр.

Если нерастворимого остатка много или он окрашен, то может оказаться затрудненным фиксирование эквивалентной точки. В этом случае перед титрованием раствор с нерастворимым осадком разбавляют: переносят в мерную колбу (50—100 мл), доводят объем в мерной колбе до метки и тщательно перемешивают раствор. Далее фильтруют часть раствора и отбирают половину фильтрата для дальнейшего титрования. Это можно сделать, фильтруя раствор в мерную же колбу меньшего размера (соответственно на 25 или 50 мл) или в сухой стакан и отбирая нужную порцию фильтрата пипеткой. После титрования в этом случае надо учесть, что титруют половину раствора, и удвоить израсходованный объем раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$.

Для определения магния раствор после нейтрализации кислоты (целиком, а в случае отбора аликвотной порции половина его) нагревают до кипения, прибавляют 2—3 капли раствора тимолфталеина и далее к горячему раствору приливают титрованный раствор $\text{Ba}(\text{OH})_2$ до появления синей окраски индикатора. После этого вводят дополнительно 2—4 мл раствора $\text{Ba}(\text{OH})_2$ и раствор кипятят 2—3 мин. Затем горячий раствор быстро фильтруют через гофрированный фильтр. Раствор полностью переносят на фильтр и не промывают, а только дают стечь фильтрату. Далее в фильтрате титруют избыток $\text{Ba}(\text{OH})_2$ 0,5 н. раствором соляной кислоты до исчезновения синей окраски индикатора.

От промывания осадка отказываются ради ускорения фильтрования, чтобы не исказить результаты вследствие образования в фильтрате карбоната бария.

Содержание окиси магния, %, рассчитывают по формуле

$$C_{MgO} = \frac{(V_1 N_1 - V_2 N_2) \cdot 20,16}{1000a} 100,$$

где V_1 — объем раствора $Ba(OH)_2$, мл; N_2 — нормальность раствора $Ba(OH)_2$; V_2 — объем раствора кислоты, мл; N_1 — нормальность раствора кислоты; a — навеска породы, г; 20,16 — коэффициент, равный половине молекулярной массы MgO .

Дальнейшие расчеты состава породы производятся так: найденное содержание MgO , %, умножают на 1,09 и получают содержание CO_2 , связанное с окисью магния; разность между общим содержанием CO_2 и найденным, связанным с MgO , дает содержание CO_2 , связанное с окисью кальция. Эта разность, умноженная на 1,275, дает содержание окиси кальция, %. Наконец, вычитая сумму найденных содержаний CaO , MgO и CO_2 из 100 % получаем нерастворимый остаток.

Пример определения CaO , MgO , CO_2 и нерастворимого остатка в карбонатной породе. Образец 153. Ятулий (Карелия). При определении содержания CO_2 на разложение навески 0,5 г в колбу вводят 25 мл (V_1) 0,5 н. (N_1) раствора HCl . После разложения навески в соляной кислоте (при нагревании и взбалтывании) раствор титруют 0,34 н. гидроокисью бария (N_2) в присутствии в качестве индикатора спиртового раствора метилрога (1—2 капли) до перехода красной окраски раствора в желтую. Объем раствора $Ba(OH)_2$, пошедшего на титрование, равен 11,2 мл (V_2). Определяем содержание CO_2 , %:

$$C_{CO_2} = \frac{(25 \cdot 0,5 - 11,2 \cdot 0,34) \cdot 22}{1000 \cdot 0,5} 100 = 42,6.$$

При определении содержания MgO в раствор после кипячения добавлялся в качестве индикатора тимолфталейн (2—3 капли), к горячему раствору прибавлялся 0,28 н. раствор гидроокиси бария* (N_1) до появления синей окраски индикатора. Объем раствора составлял 9,5 мл (V_1). Добавленный избыток $Ba(OH)_2$ равен 2 мл. На титрование фильтрата пробы пошло 4 мл (V_2) соляной кислоты 0,5 н. (N_2). Содержание MgO , %, определялось по формуле

$$C_{MgO} = \frac{(11,5 \cdot 0,28 - 4 \cdot 0,5) \cdot 20,16}{1000 \cdot 0,5} 100 = 4,8.$$

Дальнейший расчет может быть произведен по-разному. Можно полученное содержание MgO умножить на 1,09 — поправочный коэффициент, показывающий отношение молекулярных масс (MgO/CO_2), — и получить содержание CO_2 , %, связанное с MgO : $4,8 \cdot 1,09 = 5,23$.

Разность между общим содержанием CO_2 , полученным в анализе, и найденным дает содержание CO_2 , %, связанное с CaO : $42,6 - 5,23 = 37,37$.

Полученная разность, будучи умноженной на 1,275 (поправочный коэффициент) дает содержание CaO , %: $37,37 \cdot 1,275 = 47,6$.

Нерастворимый остаток, %, получают вычитанием суммы найденных содержаний CaO , MgO и CO_2 из 100: $100 - (47,6 + 4,8 + 42,6) = 5$.

Отношение CaO/MgO можно использовать для определения названия карбонатной породы (табл. 39). В приведенном примере $CaO/MgO = 8,2$, т. е.

* Нормальность раствора $Ba(OH)_2$ может сниться в течение короткого времени и нуждается в периодической проверке. В приведенном случае она изменилась от 0,34 до 0,28 н.

порода соответствует доломитовым известнякам. В случае значительного количества магния в породе порядок пересчета видоизменяется.

1. Вначале содержание MgO , %, полученное в анализе, умножают на коэффициент 1,39* и получают количество CaO , связанное в доломите.

2. Устанавливают излишек CaO путем вычитания содержания CaO в доломите из его общего количества в породе.

3. Излишек CaO переводится в $CaCO_3$ путем умножения на коэффициент 1,78**.

4. Если порода содержала гипс, то количество CaO , связанное с гипсом, устанавливают путем умножения содержания SO_3 на коэффициент 0,7.

ТАБЛИЦА 39

Классификация карбонатных пород по значению отношения CaO/MgO

Порода		CaO/MgO	Порода	CaO/MgO
Известняки		$> 50,1$	Известковые доломиты	4,0—2,2
Доломитистые известняки		50,1—9,1	Известковистые доломиты	2,2—1,5
Доломитовые известняки		9,1—4,0	Доломиты	1,5—1,4

Пример расчета. В результате анализа получено $MgO = 18,12$, $CaO = 31,49$.

1. Определяем содержание CaO в доломите, %: $18,12 \cdot 1,39 = 25,19$.

2. Устанавливаем излишек CaO , %: $31,49 - 25,19 = 6,30$.

3. Определяем содержание кальцита, %: $6,30 \cdot 1,78 = 11,23$.

4. Определяем содержание доломита, %: $18,12 \cdot 4,57^{***} = 82,81$.

5. Определяем содержание нерастворимого остатка, %: $100 - 82,81 + 11,23 = 5,96$.

Данные анализов, полученные в содержаниях окислов, пересчитываются на карбонатные соли и карбонатные минералы (табл. 40).

1. При наличии в породе только кальцита (устанавливается на основе петрографического анализа или реакций окрашива-

ТАБЛИЦА 40

Схема пересчета карбонатных окислов на карбонатные соли

Окислы	Значения коэффициентов*	Карбонатные соли	Окислы	Значения коэффициентов*	Карбонатные соли
CO_2	2,27	$CaCO_3$	CaO	3,28	$CaMg(CO_3)_2$
CO_2	1,91	$MgCO_3$	MgO	2,09	$MgCO_3$
CaO	1,78	$CaCO_3$	MgO	4,6	$CaMg(CO_3)_2$

* Коэффициент представляет собой отношение молекулярных масс солей и соответствующих окислов.

* Переводной коэффициент представляет собой отношение молекулярных масс солей и соответствующих окислов: $CaMg(CO_3)_2/CaO$.

** То же, $CaCO_3/CaO$.

*** То же, $CaMg(CO_3)_2/MgO$.

ния) расчет ведут с помощью переводных коэффициентов либо с использованием содержания CO_2 или CaO : $C_{\text{CO}_2} \cdot 2,27 = C_{\text{CaCO}_3}$; $C_{\text{CaO}} \cdot 1,78 = C_{\text{CaCO}_3}$.

2. Если в породе присутствуют кальцит и магнезит, то полученное содержание CaCO_3 приравнивают к кальциту, а содержание MgCO_3 , %, можно найти так: $C_{\text{MgO}} \cdot 2,05 = \text{MgCO}_3$.

3. При наличии в породе кальцита и доломита поступают следующим образом. По содержанию MgCO_3 с учетом соответствующего переводного коэффициента определяют содержание доломита, %: $\text{MgCO}_3 \cdot 2,188$, суммируют содержание CaCO_3 и MgCO_3 , из полученной суммы солей вычитают содержание доломита и находят содержание кальцита.

В тех случаях, когда в породе присутствуют три названных минерала (или более), достоверно рассчитать количество каждого невозможно. В этом случае лучше оставить соли без пересчета на минералогические формы.

В случае, когда в анализе получены содержания не только CO_2 , CaO , MgO и нерастворимый остаток, а также FeO и MnO и установлены петрографически соответствующие карбонатные минералы, производят два расчета. В первом расчете CO_2 связывают в CaCO_3 . Остаток CO_2 соединяют с MnO в MnCO_3 , новый остаток CO_2 — с FeO в FeCO_3 , последний остаток CO_2 — с MgO в MgCO_3 (на MgO иногда CO_2 не остается). Затем пересчитывают анализ в другой последовательности. После связывания CO_2 с CaCO_3 и MnCO_3 остаток вначале соединяют с MgO , получая MgCO_3 , а потом с FeO , получая FeCO_3 (на FeCO_3 нередко не остается CO_2). Из содержаний FeCO_3 и MgCO_3 в обоих случаях берут среднее значение.

Материалы химического изучения пород представляют в виде таблиц и различных графических изображений. В таблицах заключаются чаще всего первичные аналитические данные (например, содержание CO_2 , CaO , MgO , FeO , MnO , P_2O_5 и др.) или результаты пересчетов на минералогические формы.

Графически обычно выражают не первичные аналитические данные, а результаты пересчетов. Приёмы графического изображения довольно многообразны. Среди них можно выделить несколько типов. Первый тип — это диаграммы, выражающие вариации в содержании того или иного компонента в составе одного типа пород. При этом способе построения по оси абсцисс откладываются места взятия проб в пределах анализируемого типа пород, а по оси ординат — содержание определяемого компонента.

Второй тип диаграмм отражает распределение того или иного компонента в разных типах пород. При этом способе построения по оси абсцисс откладываются равные отрезки, обозначающие последовательно от начала координат различные типы пород, например пески или песчаники, алевроиты, глины

или аргиллиты, мергели, известняки и др. По оси ординат выражается процентное содержание анализируемого компонента.

Третий тип диаграмм выбирается при необходимости изобразить содержание того или иного компонента по разрезу. За ординату принимается положение образца в разрезе, за абсциссу — содержание в нем изображаемой фракции. Площадь, ограниченная получаемой кривой, пропорциональна объему данного компонента. При больших количествах анализов для близко стоящих разрезов возможно построение профилей распределения компонентов. При обилии данных используют картографический способ изображения компонентов.

7. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

В последние годы весьма важное значение приобрело изучение распределения в карбонатных породах ряда малых и редких элементов, являющихся показателями особенностей геохимии бассейнов, карбонатной седиментации, а также поисковыми признаками рудных скоплений. Известно, что карбонатные породы представляют собой многофазные образования. В составе этих пород присутствуют карбонатные и некарбонатные аутигенные минералы, возникающие в ходе седиментогенеза или постседиментационного преобразования осадка, детритные карбонатные зерна, а также терригенные силикатные, алюмосиликатные и другие минералы. Присутствие названных минералов и их соотношение определяет содержание в карбонатной породе тех или иных элементов. Следует отметить, что карбонатные породы по сравнению с другими типами осадочных пород характеризуются, как правило, наиболее низкими содержаниями большинства малых элементов. Причем наиболее чистые разновидности карбонатных пород имеют и более низкое содержание ряда петрофильных элементов. Это обстоятельство свидетельствует о том, что терригенная составляющая — это главный носитель большинства малых элементов.

Породообразующие карбонатные минералы являются носителями преимущественно марганца, возможно, части стронция, т. е. тех элементов, ионные радиусы и заряды которых позволяют входить им в структуру карбонатных минералов.

Поскольку карбонаты состоят из аутигенной и аллотигенной частей, то определение валового химического состава методом спектрального анализа мало что дает. Отсюда возникает необходимость раздельного изучения методами количественного спектрального анализа химического состава растворимой и нерастворимой в кислотах частей карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей и др.). Разложение проб производится в 2,5 %-ной HCl при слабом нагревании. Нерастворимый остаток отфильтровывается и промывается дистиллированной водой. Фильтрат выпаривается досуха. Образцы подвергаются

полуколичественному спектральному анализу на 35—40 элементов. Количественный спектральный анализ может быть выполнен на Fe, Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr, Cu и др. Одним из аспектов геохимического изучения седиментогенных карбонатных пород является наряду с детальным исследованием породообразующих карбонатных минералов изучение различного рода минеральных включений, псевдоморфоз по органическим остаткам, конкреций разного состава, выделений по трещинам и полостям для выяснения их генетической природы и причины концентрации в карбонатных отложениях. Результаты геохимических исследований карбонатных отложений широко используются в литологии.

Анализ эволюции микроэлементного состава по разрезам карбонатных пород позволил выделить среди них различные циклы с разным характером накоплений микроэлементов, на фоне которых фиксируют отдельные минимумы и максимумы концентраций элементов. Наиболее часто используют геохимические данные для суждений о солености бассейнов карбонатонакопления (отношение Sr/Ba), оценки степени восстановленности и окисленности среды (отношение Fe_2O_3/FeO) и роли процессов химической переработки пород питающей провинции в эпоху карбонатообразования (отношение Na_2O/K_2O).

При обработке геохимических данных нередко используют метод многократной статистической корреляции, определяя коррелятивные связи между элементами и выделяя ряды геохимической подвижности элементов. Эти данные находят применение для расчленения немых толщ путем выделения элементов-индикаторов, корреляции разрезов и для разных палеогеографических построений.

8. АТОМНО-АБСОРБЦИОННАЯ СПЕКТРОМЕТРИЯ

Метод основан на измерении степени поглощения атомами определяемого элемента излучения стандартного источника света. Поглощать излучение, обладающее дискретными значениями энергии, могут атомы, находящиеся в основном состоянии. Поэтому для наблюдения атомной абсорбции достаточно перевести определяемый элемент в атомный пар. Метод может быть широко использован при изучении карбонатных пород и компонентов карбонатного состава в других типах осадочных пород (например, органических остатков, имеющих карбонатный скелет или раковину, минеральных включений, конкреций и т. д.). С применением атомно-абсорбционного метода стало возможным решение проблемы определения низких содержания магния и кальция, а также стронция и бария, нередко связанных с кальцием и магнием.

При изучении карбонатных пород в зависимости от поставленной задачи либо проводят полный анализ, включающий определения всех компонентов, входящих в карбонатную и не-

карбонатную части породы, либо анализируется лишь карбонатная часть.

Для перевода в раствор только карбонатной части условия разложения (т. е. концентрация кислоты, время и температура нагревания) определяются составом карбонатной части и целью анализа. В общем виде ход анализа (по И. А. Столяровой и М. П. Филатовой [1981 г.]) имеет следующий вид.

Навеску 0,2 г помещают в стакан вместимостью 100 мл, смачивают водой и осторожно растворяют под стеклом, прибавляя рассчитанное по CO_2 количество HCl * и еще 20 мл этой же кислоты. Умеренно нагревают и кипятят 5 мин. Если в пробе нет сидерита**, то нагревание продолжают лишь до начала кипения. Далее фильтруют нерастворимый остаток, промывая его на фильтре несколько раз раствором соляной кислоты (3:100), затем водой. Фильтр с осадком помещают во взвешенный фарфоровый или пластиковый тигель, озоляют, прокаливают при 800—900 °С и взвешивают. Рассчитывают процентное содержание нерастворимого остатка. Фильтрат переводят в мерную колбу вместимостью 250 мл и доливают до метки водой. Непосредственно в полученном растворе определяют железо и марганец в воздушно-ацетиленовом пламени (линии соответственно 248,3 и 279,5 нм).

При определении высоких содержаний кальция или магния пробу дважды разбавляют (например, аликвотную часть 10 мл разводят до 100 мл в колбе вместимостью 50 мл). Измеряемый раствор должен быть 5 %-ным по HCl и содержать 1 % лантана. При определении низких содержаний Ca и Mg аликвотную часть (5—20 мл) разводят до 50 мл. Атомная абсорбциометрия является одним из лучших методов на магний (для этого используют главным образом резонансную линию 285,2 нм, позволяющую достичь предела обнаружения 0,0005 мкг/мл). В спектре магния имеется также абсорбционная линия 202,5 нм, обладающая малой чувствительностью, и ионная линия 279,6 нм. Определение магния ведется обычно в воздушно-ацетиленовом пламени, где менее ощутимы помехи со стороны сопутствующих элементов (алюминия, титана, железа, циркония и др.). Помехи от сопутствующих катионов и анионов устраняются введением в измеряемый раствор лантана или других добавок. Магний определяют после кислотного разложения проб или после сплавления со смесью бури и соды.

При определении кальция методом атомной абсорбциометрии в воздушно-ацетиленовом пламени обычно используется наиболее чувствительная абсорбционная линия кальция

* Прибавляют 0,4 мл HCl (5:100) на каждую единицу процента CO_2 , определенного в породе.

** Сидеритсодержащие породы разлагают в растворе HCl (5:100) кипячением в течение 5 мин.

422,7 нм*, для которой характеристическая концентрация составляет 0,06 мкг/мл кальция. Менее чувствительные определения можно проводить по линии 239,9 нм, характеристическая концентрация кальция для которой составляет 20 мкг/мл, а оптимальный интервал определяемых концентраций 500—5000 мкг/мл.

При подготовке проб к анализу на кальций и магний (только карбонатная часть) используют способ разложения уксусной кислотой. Навеску 0,1 г (предварительно высушенную при 110 °С в течение 1 ч) обрабатывают при нагревании в течение нескольких часов в 100 мл 0,6 %-ной уксусной кислоты. Раствор с осадком переводят в мерную колбу вместимостью 1 л, доводят до метки и часть фильтруют в полиэтиленовый стакан. Из раствора отбирают аликвотную часть, приливают раствор КСl до содержания 0,1 %, доводят до метки водой, перемешивают. Хлорид калия вводят для подавления ионизации кальция. В полученном растворе измеряют поглощение магния по линии 285,2 нм или кальция по линии 422,7 нм в зависимости от задачи. В качестве источника постоянного излучения используют лампы с катодом из магния, а также кальцевым или магниевокальциевым катодом.

Из основного раствора можно определить также стронций. Для этого отбирают аликвотную часть раствора 25 мл в мерную колбу, вместимостью 50 мл, приливают 10 мл 9 %-ного раствора хлорида лантана и доводят до метки водой. В растворе измеряют поглощение стронция по линии 460,7 нм. При этом можно определять содержание оксида стронция свыше 0,02 %. Для меньших содержаний концентрируют раствор упариванием или ведут анализ из большой навески.

Непосредственно из раствора определяют цинк по линии 213,9 нм при содержании его $>0,005$ %. В случае определения меньших содержаний цинка анализ ведут из навески 0,5 г при разведении раствора до 50—100 мл.

9. ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Этот вид анализа широко используется для изучения карбонатных пород и минералов. Карбонаты — простые и двойные соли угольной кислоты, среди которых широко развиты явления изоморфизма минералов. Весьма характерной реакцией карбонатов при нагревании является их диссоциация, которая протекает эндотермично. Отсюда кривая нагревания карбонатов, относящихся к простым солям, характеризуется резко выраженным эндотермическим эффектом, являющимся следствием диссоциации минерала с выделением газовой фазы, идущей по схеме $R^{2+}CO_3 = CO_2 + R^{2+}O$ (рис. 62, а). Двойные соли (доломит,

* Оптимальный интервал концентраций кальция, определяемых по линии 422,7 нм, 2—20 мкг/мл.

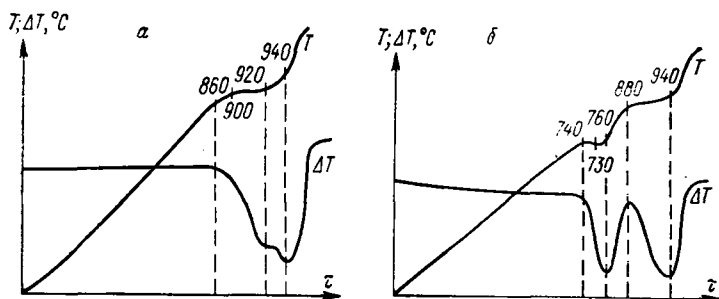


Рис. 62. Кривые нагревания.

$T(z)$ — температурная кривая; $\Delta T(z)$ — дифференциальная кривая; а — кальцит (перелом на кривой ДТА вблизи вершины термического эффекта диссоциации может быть связан с совместным нахождением в образце двух типов карбонатов кальция или зерен разного размера); б — доломит [Цветков А. П., Вальяшихина Е. П., 1964].

анкерит и др.) обнаруживают два эндотермических эффекта, соответствующие двум компонентам соли (рис. 63, б). Минералы, представляющие собой изоморфные смеси (например, пистомезит, сидероплезит и др.), имеют один эндотермический эффект в интервале температур между эндотермическими эффектами крайних членов изоморфного ряда. Температуры диссоциации карбонатов, °С, таковы: кальцит — 920—940, арагонит — 420 и 800—1000, доломит — 750—760 и 930—940 (рис. 63), магнезит — 610—630, сидерит — 540—560, сидероплезит — 550—590, родохрозит — 600.

Помимо эндотермического эффекта железистые и марганцевые карбонаты обнаруживают экзотермический эффект окисления двухвалентного железа и марганца и эффект раскристаллизации — образование новой твердой фазы со структурой шпинели.

Экзотермический эффект окисления у сидерита наблюдается при 660—750, сидероплезита — 650—730, родохрозита — 950—960 °С (см. рис. 63). Экзотермический эффект образования шпинели обнаруживается при 800—900 °С.

Наличие различных примесей меняет характер температурных кривых. Незначительное содержание солей щелочных металлов понижает температуру диссоциации. Такое же действие оказывает инертная примесь — кварцевый песок, тонкодисперсное органическое вещество, пирит и др. С другой стороны, температура диссоциации некоторых карбонатов повышается от изоморфной примеси некоторых элементов.

Более или менее значительная глинистая примесь приводит к появлению на кривых новых дополнительных экзо- и эндоэффектов, нередко сильно усложняющих термограмму. Присутствие органического вещества приводит к появлению дополнительных экзотермических эффектов в области 300—450 °С — выгорание органики. Присутствие пирита даже в количестве

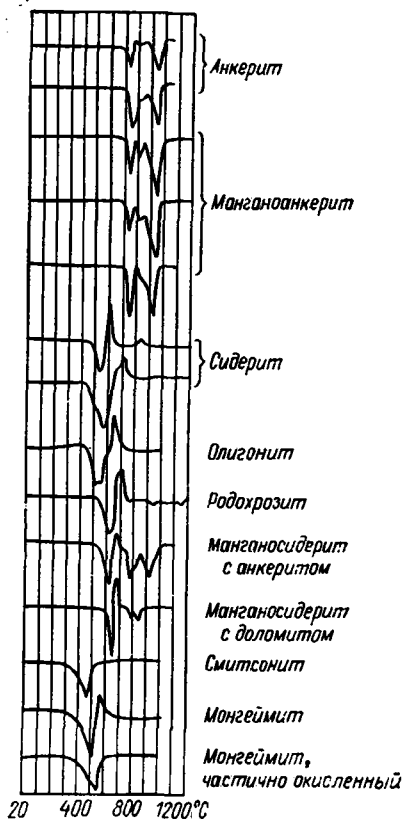


Рис. 63. Дифференциальные кривые нагревания карбонатов [Иванова В. П. и др., 1974].

дей пиков на дифференциальной кривой. На термограммах смесей определяются площади, образованные отклонением дифференциальной записи от своего направления. Если дифференциальная кривая после эндозффекта является прямым продолжением записи до него, то ограничение площади осуществляется путем проведения прямой, соединяющей начало и конец отклонения дифференциальной записи — первый эндозффект (рис. 64).

Если процесс сопровождается изменением теплопередачи, т. е. дифференциальная запись после эндозффекта не является прямым продолжением кривой до эндозффекта (второй эндозффект, рис. 64), то тогда в максимуме отклонением дифференциальной кривой (точка *d*) восстанавливают перпендикуляр *bd* к линии *nt*, параллельной оси абсцисс, и продолжают прямую (*ck*) установившегося направления дифференциальной записи после реакции до пересечения с перпендикуляром (линия

1—2 % дает довольно резкий экзотермический пик в области 400—410 °С.

Количественное определение карбонатных минералов с помощью термографии удовлетворительно достигается по кривой потери массы (термогравиметрический анализ), сопряженной с кривой нагревания (дифференциальный термический анализ). По термомассовой кривой вычисляется потеря массы (т. е. количество CO_2), соответствующая эндозффекту каждого минерала, затем по количеству CO_2 в пересчете на формулу соответствующего минерала (см. табл. 40) находится его содержание. Обычно удается установить присутствие того или иного карбонатного минерала при его содержании в образце не менее 3—5 %.

Количественный фазовый дифференциально - термический анализ. В основе количественной оценки состава сложных систем лежит оценка массы термоактивных веществ и вычисление теплоты реакции на основе измерения площади

на основе измерения площади

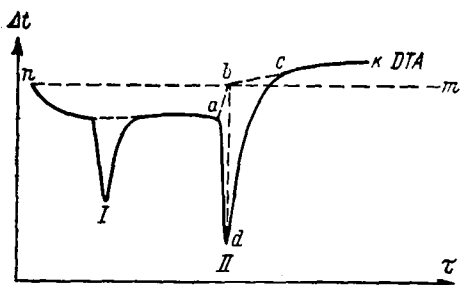


Рис. 64. Термограмма нитрата калия с ограниченными площадями пиков для количественных расчетов [Берг Л. Г. и др., 1967].

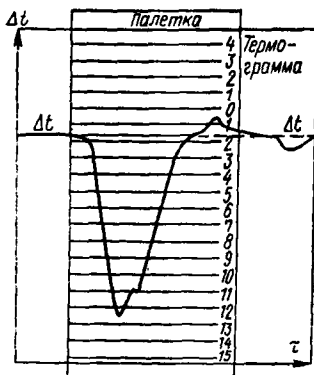


Рис. 65. Измерение площади пика при помощи палетки [Берг Л. Г. и др., 1967].

bc на рис. 64). Точка пересечения *b* соединяется прямой *ba* с началом отклонения дифференциальной кривой, соответствующим началу реакции.

Измерение площадей на термограммах для количественных расчетов производят различными методами. Можно измерять площади путем взвешивания вырезанных участков термограмм, соответствующих пикам, на аналитических весах. Можно измерять площади методом Сементовского с помощью специальной палетки (рис. 65). Палетка накладывается на термограмму, измеряется и суммируется длина каждой линии и умножается на расстояние между линиями. Весьма распространен способ измерения площадей при помощи планиметра.

10. ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

Оставаясь главным методом изучения карбонатных пород, световая микроскопия вместе с тем оказалась (из-за ограниченной возможности оптических приборов) не в состоянии решить некоторые вопросы состава и строения карбонатных пород. Это касается пород с тонкозернистой структурой, образований смешанного, органогенно-химического происхождения. Определенную помощь в решении перечисленных вопросов оказала электронная техника, и в частности растровый микроскоп. Для карбонатных пород, состоящих из беспорядочно расположенных зерен или кристаллов с размерами $< 0,01$ мм, имеющих неясное строение и неизвестное происхождение, используются сканирующие электронные микроскопы. Для изучения под сканирующим микроскопом достаточно кусочка карбонатной породы с площадью скола около $0,5 \text{ см}^2$. Тщательно очищенная поверхность скола напыляется тонкой пленкой металла в вакуумном испарителе. Толщина напыленной пленки 10—20 нм. Под электрон-

ным микроскопом изучается рельефное изображение поверхности скола.

Изучение криптогенных карбонатных пород некоторых районов (например, карбонатные породы верхнего мела Сибири) позволили выделить в них некоторые типы структур [Перозно Г. Н., 1974 г.]. Первый тип отличается бугристой поверхностью с рассеянными на ней симметричными выпуклостями почти одинаковых размеров и усеченными ямочками различного диаметра; второй тип сложен четко выраженными на поверхности комочкоподобными формами, разделенными пористыми углублениями; в третьем типе структур на фоне основной плотной бугристой поверхности видны удлиненные цилиндрические органогенные образования с утолщениями на их окончаниях. Сложный рисунок приведенных структурных типов и сходство с фотографиями фораминифер и кокколитов, сделанных под сканирующим электронным микроскопом, позволяют считать их органогенными. Кроме названных структур выделяются кристалломорфные структуры, характеризующиеся четко выраженными поверхностями кальцита.

Дальнейшее изучение карбонатных пород под электронным микроскопом позволит создать классификацию структурных типов для скрытокристаллических карбонатных пород и успешно решать вопросы их генезиса. Изучение сильно перекристаллизованных измененных вторичными процессами карбонатных пород в электронном микроскопе позволит установить их первичную структуру и происхождение.

Электронная микроскопия нашла широкое применение при изучении органических остатков карбонатных пород, особенно мельчайших ультрамикроскопических водорослей — кокколитофорид. Основные достижения в области изучения кокколитофорид связаны с применением метода электронной микроскопии [Шуменко С. И., 1962 г.; 1974 г.].

11. РЕНТГЕНОВСКИЙ АНАЛИЗ

В настоящее время рентгеновский анализ широко применяется для изучения карбонатных минералов (особенно широко при исследовании современных карбонатных илов океанов и морей). Это привело к интересным и важным результатам. Так, детальные рентгенографические исследования карбонатного материала современных илов и заключенных в них органических остатков позволили установить в них низко- и высокомагнезиальный кальцит. На дифрактограммах низкомагнезиальный кальцит диагностируется по рефлексам 0,304; 0,303 и 0,302 нм. Высокомагнезиальный кальцит фиксируется обычно в виде уступа на левом плече рефлекса 0,302 нм или самостоятельным отражением 0,295—0,297 нм.

12. ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

Некоторые карбонатные минералы обладают своеобразным физическим свойством люминесцировать в ультрафиолетовых лучах. Визуальное изучение люминесцентных свойств карбонатов производится с помощью люминесцентных осветителей КП-1н и ОИ-17 с фильтрами ФС-1 и УФС-3, выделяющими ультрафиолетовую область спектра 365—400 нм. Изучение люминесценции карбонатов производится также в катодных и рентгеновских лучах. Так, например, кальцит в катодных лучах светится красным цветом, в рентгеновских не светится, доломит в катодных лучах светится оранжевым и красновато-оранжевым светом.

В камеральных условиях люминесцентные свойства изучаются люминесцентно-микроскопическим методом под микроскопом МБС-2 в сочетании с осветителем ОИ-17 в образцах и непокрытых шлифах на нелюминесцирующем клее, в порошках или под люминесцентным микроскопом МЛ-2 и других марок.

Для карбонатных пород доломитового состава устанавливается люминесценция в желтых тонах, нередко сопровождающаяся яркой фосфорисценцией, и люминесценция в голубовато-серых тонах с фосфорисценцией голубовато-зеленого цвета. У прожилковых разновидностей встречаются зональная люминесценция окраски (например, голубовато-серая в зальбандах и желтая в центральной части).

Экспериментально-аналитические исследования в области люминесценции карбонатов показали связь голубой и желтой люминесценции их с примесью органического углеродного вещества и доказали органическую углеродную природу их люминесценции. Различный цвет люминесценции карбонатов обусловлен соотношением различных углеродных люминогенов, принадлежащих компонентам масел и смол связанного битума (битума С). Углеродистые люминогены образуют не механическую, а структурную примесь в кристаллической решетке карбонатов.

Практическое значение люминесценции породообразующих карбонатов основано на использовании этого явления в качестве диагностического и корреляционного признаков. Метод люминесцентной корреляции может быть использован для картирования пород карбонатных формаций. Люминесценция породообразующих карбонатов является литогенетическим признаком, позволяющим судить об условиях их образования и о перспективах нефтеобразования. Люминесцентный метод был применен на Никитовском месторождении доломитов для контроля качества сырья.

13. ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

При изменении термодинамических условий образования и в процессах последующих изменений минералы, в том числе карбонаты, приобретают определенную микродефектность

кристаллической решетки. Термолюминесцентный анализ дает возможность оценить основные особенности этих микродефектов (типы дефектов, их относительное количество, энергетические характеристики).

В общем виде под термолюминесценцией понимают способность минерала светиться при нагревании их до температуры ниже красного каления, т. е. не выше 400 °С. Физическая сущность этого явления объясняется исходя из особенностей энергетических спектров минералов. При нагревании минералов происходит переход электронов из одной зоны энергетического спектра минералов в другую. При этом освобождаются прежде всего электроны примесных центров. Этот переход сопровождается соединением их с положительно заряженным центром и дает люминесцентную вспышку. Фиксируя этот процесс, получаем кривую термовысвечивания: по оси абсцисс — температура, °С, а по оси ординат — интенсивность термолюминесценции в относительных единицах.

При производстве термолюминесцентного анализа используются приборы Термолюм-1 и Термолюм-2. Они включают нагревательное устройство (нагревательный блок) и фотоумножитель (ФЭУ). В нагревательный блок помещается порошковая проба, обычно фракция 0,25 мм. Время анализа от 10 до 40 мин. Метод термолюминесценции нашел применение для изучения процессов изменения карбонатных пород, протекавших при повышенных температурах и давлениях. Этот анализ позволяет оценить относительную степень метаморфизма карбонатных пород, к которым неприменим метод анализа парагенезисов. Некоторые исследователи применяют этот метод также для решения стратиграфических корреляционных задач [Физические методы исследования минералов осадочных пород, 1962 г.].

Термолюминесцентный анализ позволяет фиксировать изменения термоусловий, не сопровождающиеся минеральными превращениями, поскольку значительные колебания термолюминесцентных характеристик могут происходить под влиянием внутризернового и межзернового перераспределения элементов-примесей и связанных с ними микродефектов. Рост термолюминесценций в основном связан с увеличением содержания элементов, примесей и связанных с ними структурных дефектов. Имеющиеся данные позволяют говорить о применении термолюминесцентного анализа главным образом для оценки условий изменения карбонатных пород.

14. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Изучение постседиментационных изменений карбонатных пород имеет научный интерес и представляет большое практическое значение;

во-первых, без умения правильно и достоверно разграничивать седиментационные и постседиментационные особенности

в ряде случаев невозможно правильно восстанавливать условия осадконакопления, проводить фациально-палеогеографические реконструкции;

во-вторых, эти изменения оказывают существенное, а часто и определяющее влияние на коллекторские свойства карбонатных пород;

в-третьих, вторичные процессы, в частности доломитизация и окварцевание, оказывают большое влияние на технологические свойства карбонатных пород — их применимость в качестве сырья для цементной промышленности, облицовочного материала в строительстве, флюсов в металлургии и т. д.

До последнего времени были известны лишь отдельные стороны процесса постседиментационного преобразования известковых и доломитовых пород, и лишь в последние годы стало успешно развиваться изучение их постседиментационных изменений.

Стадия диагенеза. Диагенез карбонатных осадков — это одна из наиболее сложных проблем в изучении карбонатообразования. Под диагенезом карбонатных осадков мы понимаем превращение их в породу равновесную термодинамическим условиям верхних слоев литосферы.

Признаки диагенетических изменений в карбонатных породах наблюдаются в виде: 1) перекристаллизации карбонатных минералов, сопровождающейся структурными преобразованиями пород, 2) появления новых аутигенных карбонатных минералов и перекристаллизации их, 3) появления новых аутигенных некарбонатных минералов (глауконита, фосфатов, гидроксидных соединений железа и др.), 4) растворения нередко неоднократного характера.

Перекристаллизация. Сущностью процесса диагенеза карбонатных осадков прежде всего является его литификация и тесно связанная с ней цементация. Первоначально осадок имеет пелитоморфную структуру. В диагенезе седиментогенные карбонатные минералы подвергаются перекристаллизации, сопровождающейся увеличением их размеров. В первично пористых и проницаемых органогенных, обломочных и оолитовых илах возникают кальцитовые щетки и крустификационный цемент, а также регенерационные каймы вокруг скелетных остатков организмов, обломков карбонатных пород и оолитов.

Рассмотрим примеры литификации и цементации карбонатных осадков в ряде обстановок и проследим их зависимость от обстановок седиментации [Чилингар Дж., 1970].

Надприливная полоса теплых морей. В этой полосе выше обычного уровня прилива и выше зеркала грунтовых вод формируется бич-рок, т. е. сцементированные пляжные пески, особенностью которых является высокая скорость литификации, завершающаяся иногда в несколько дней. На Гавайских островах, атоллах Фаннинг и Фунафути бич-рок развивается в средней и верхней частях пляжа в зоне наиболее часто повторяющегося

заплеска волн. Бич-рок этих районов состоит из арагонитовых и высокомагнезиально-кальцитовых скелетных обломков и контактового, коптактово-порового, порово-базального (или в виде каемок) цемента, сложенного микрозернистым и пелитоморфным магнезиальным кальцитом с некоторой примесью арагонита или арагонитом с примесью магнезиального кальцита. Частично арагонитовые и высокомагнезиально-кальцитовые скелетные обломки превращены в стабильные минеральные фазы — кальцит и доломит. По Н. В. Логвиненко, цементация происходит в результате потери углекислоты морской водой, поступающей в песок с заплеском волн.

Характерной особенностью бич-рока являются его структурно-текстурные особенности: а) конгломерато- или брекчиевидность, б) наличие на поверхности сцементированной пляжной породы различных эрозионных углублений.

Приливоно-отливная (литоральная) и сублиторальная зоны. В этих зонах также происходит интенсивная литификация карбонатных осадков, которая идет здесь под влиянием периодического осушения осадков, смешения морских вод с пресными и, что особенно специфично, под влиянием бактериально-водородолевой активности и биохимических процессов. Осадки здесь цементируются шестоватым высокомагнезиальным кальцитом, нередко в межзерновых пространствах возникает игольчатый арагонит и образуются корочки магнезиально-кальцитового микрита биогенного происхождения. В карбонатных осадках теплых морей установлен ряд нарастающей устойчивости карбоната кальция: высокомагнезиальный кальцит — арагонит — низкомагнезиальный (обычный) кальцит. В дальнейшем арагонит переходит в кальцит в твердой фазе (перекристаллизация), а высокомагнезиальный кальцит — в кальцит с образованием некоторого количества доломита. При погружении и перекрывании новыми порциями осадков наряду с перекристаллизацией идет доломитизация.

В процессе перекристаллизации промежутки между обломками и раковинами заполняются микрозернистым и зернистым кальцитом.

Глубоководное карбонатакопление. Карбонатные осадки ложа океана (фораминиферовые илы и пр.) в большинстве случаев остаются рыхлыми. Однако во многих местах глубоководного карбонатакопления обнаружена подводная приповерхностная литификация. Литифицированные илы в Средиземном море и в Атлантическом океане отмечены на глубинах 200—300 м и содержат высокомагнезиальный кальцит и доломит.

Сейчас можно утверждать, что цементация и литификация карбонатных осадков на морском дне и образование плотной известковой корки — явление закономерное и независимое от глубины и определяющееся прежде всего замедлением или временной приостановкой осадконакопления. Параллельно идет насыщение карбонатов магнием, что при дальнейшей стабили-

зации минерального состава выливается в кристаллизацию доломита. Минеральная стабилизация цементированных метастабильными минералами осадков влечет перекристаллизацию. Изменение режима ведет к перемежаемости прослоев, испытывавших и не испытывавших поверхностную литификацию.

Рифовые постройки. Диагенетические изменения проявляются в цементации, сопровождающейся явлениями растворения и нераспределения карбонатов, трансформацией минерального состава и сменой генераций карбонатного цемента. Иногда выявляются до семи типов карбонатного цемента, а в отдельных межзерновых пустотах до трех генераций цемента.

Цементация рифового каркаса происходит в подводных условиях и быстро. Цемент (например, на севере Красного моря) представлен игольчатым арагонитом и в подчиненном количестве почти непрозрачной массой высокомагнезиального кальцита, причем арагонит кристаллизуется на поверхности кораллов, а кальцит тяготеет к остаткам водорослей.

В коралловых рифах формирование твердой породы — первая стадия диагенетических превращений. Кроме того, происходит трансформация метастабильных минералов в стабильные, что ведет к частичной или полной перекристаллизации и доломитизации известняка.

В рифовых постройках особенно интенсивные изменения происходят под влиянием пресных вод, что выражается в полном растворении арагонитового материала, широком развитии микрочернистого кальцитового цемента и перекристаллизации коралловых скелетов. В тех случаях, когда в порах известняка состав поровых вод приближается к морскому, степень преобразования пород резко снижается. Таким образом, связь интенсивности и характера диагенетических превращений с обстановками седиментации и структурно-минералогическими особенностями осадочных образований очевидна.

В результате диагенетической перекристаллизации и доломитизации, во-первых, нередко ретушируется слоистая структура осадочной толщи, во-вторых, в ходе диагенеза разрушаются и исчезают скелетные остатки, в-третьих, цементирующие карбонатные осадки могут насыщаться некоторыми элементами путем вхождения их в кристаллическую решетку карбонатных минералов либо обедняться ими.

Появление новых аутигенных карбонатных минералов и их перекристаллизация. Структурные диагенетические преобразования сопровождаются изменением кристаллической структуры и состава карбонатных минералов. К такого рода изменениям относится переход арагонита *

* В современных морских карбонатных осадках среди карбонатных минералов установлены арагонит, низкомагнезиальный кальцит (до 3 % $MgCO_3$) и магнезиальный кальцит. В последнем выделяют собственно магнезиальный с содержанием $MgCO_3$ от 3 до 8 % и высокомагнезиальный, содержащий более 8 % $MgCO_3$.

в кальцит, высокомагнезиального кальцита в кальцит, замещение арагонита и кальцита доломитом. По-видимому, можно говорить о существовании нескольких минеральных рядов преобразования, установленных в современных карбонатных осадках.

1. Арагонит — магнезиальный кальцит (промежуточная метастабильная фаза) — низкомагнезиальный кальцит.

2. Арагонит — низкомагнезиальный кальцит.

3. Магнезиальный кальцит — низкомагнезиальный кальцит.

В карбонатных породах к числу диагенетических относятся кальцит, выделяемый в трех характерных формах: в виде щеток правильно ограниченных мелких кристаллов, нарастающих на скелетные остатки организмов, на обломки карбонатных пород и оолиты, регенерационных оболочек на скелетных частях иглокожих и в виде участков мелкозернистого сложения, возникших в результате постседиментационной перекристаллизации, седиментогенного (органогенного и хемогенного) кальцита. Известно присутствие в карбонатных породах диагенетического доломита, сильно варьирующего количественно. Особенностью его является обогащенность его кристаллов включениями мелкозернистого кальцита, зональное строение, различный размер и резко меняющееся содержание. По-видимому, диагенетический доломит возникает в породе позже ранее рассмотренных форм кальцита, ибо иногда удается наблюдать как доломит внедряется в скелетный обломок фауны с крустификационной каемкой диагенетического кальцита или включает в себя реликты кальцитовых щеток.

Появление новых аутигенных некарбонатных минералов. В диагенетическую стадию кроме аутигенных карбонатных минералов возникают некарбонатные минералы, составляющие вполне определенные парагенетические ряды последовательного образования. Такие ряды образуют гидроокислы железа, фосфаты кальция, анатаз, глауконит, пирит. Гидроокислы железа образуют «железистые рубашки» на обломочных частицах и органических остатках, а также пигментируют мелкозернистые сгустки кальцита и глинистые скопления в карбонатных породах. Фосфаты кальция образуют выделения неправильной, часто округлой формы. Анатаз выделяется в виде мелких кристаллов, глауконит — преимущественно в полостях скелетных остатков (камеры фораминифер, каналы иглокожих). Глауконит образует неправильной формы зерна нередко с расплывчатыми контурами со следами коллоидных структур. Пирит имеет различные формы выделения: скопления, приуроченные к остаткам организмов, растительным тканям, глинистым прослоям, обогащенным органическим веществом или отдельные зерна и агрегаты, неравномерно рассеянные в карбонатной массе — фрамбоиды в раковинках фораминифер и других организмов.

Растворение. Известны случаи растворения карбонат-

ного материала, происходящего в стадию диагенеза. Об этом свидетельствуют следы выщелачивания органических остатков и оолитов, позже покрытых крустификационными щетками. По-видимому, причиной растворения карбонатного материала было понижение рН кислых вод за счет углекислоты, выделившейся в результате жизнедеятельности организмов.

Рассмотренные преобразования ведут к появлению новообразованных структур, появлению устойчивых карбонатных минералов и в целом к литификации осадка. Момент полной литификации карбонатных осадков большей частью исследователей принимается за границу между диа- и катагенетической стадиями.

Стадия катагенеза. Характерной особенностью стадии явилось широкое развитие минеральных новообразований карбонатных и некарбонатных минералов, значительно превосходящих по числу минеральных видов и объему выделившегося материала диагенетические. В стадию катагенеза выделяются полевые шпаты, каолинит, халцедон, кварц, пирит, марказит, сфалерит, гидроокислы железа, гидрослюда, глауконит, сепиолит, палыгорскит, флюорит, барит, ангидрит и карбонатные минералы (кальцит и доломит, цеолиты).

Полевые шпаты выделяются в виде кайм или отдельных кристаллов, содержащих включения тонкозернистого кальцита. По-видимому, они возникают в результате взаимодействия глинистого алюмосиликатного вещества осадка со щелочами, адсорбированными из морской воды.

Каолинит развивается по седиментогенному кальциту и в пустотах более поздних образований кальцита. Новообразования кремнезема встречаются в виде регенерационных кайм на кварце и замещают скелетные остатки организмов. Накопление кремнезема происходило, по-видимому, в результате растворения органического кремнезема и гидрогелей SiO_2 , поступивших в осадок. Рассмотренная группа минералов тесно связана между собой. Ранее других образовывался полевой шпат, по мере расходования щелочи продуцировался каолинит, а когда истощился глинозем, шло образование различных модификаций кремнезема.

Пирит выделяется в виде правильных кристаллов или скоплений в пустотах пород. Марказит образует игольчатые и копьевидные кристаллы и их сростки. Сфалерит образуется в пустотах и метасоматическим путем. Формы его выделения—правильные кристаллы и зернистые скопления.

Гидроокислы железа пигментируют диагенетические скопления минералов и выделяются в пустотах карбонатных пород.

Гидрослюда в качестве аутигенных образований встречается редко, выделяясь в пустотах или развиваясь метасоматически по катагенетическому кальциту или ранее образовавшимся минералам. Изредка заполняют трещинки в карбонатной породе.

Глауконит заполняет пустоты выщелачивания, заполняет трещинки и стилолитовые швы, а также замещает катагенетический кальцит. Магнезиальные силикаты заполняют пустоты выщелачивания и образуют метасоматические выделения.

Флюорит образует хорошо образованные кристаллы и зернистые скопления в порах карбонатных пород, псевдоморфозы по спикулам кремневых губок и заполняет небольшие трещинки.

Барит также встречается в порах и реже образуется метасоматическим путем.

Сульфаты кальция (гипс и ангидрит) замещают многие аутигенные минералы, заполняют поры, каверны и трещины в породах. Нередко включают в себя участки неизменного кальцита, катагенетические кальцит и доломит образуют средне- и крупнокристаллические выделения в пустотах пород. Нередко содержат реликты органических остатков.

В катагенетическую стадию процессы растворения происходят неоднократно. Нередко они затрагивают не только седиментогенный карбонатный материал и диагенетические карбонатные минералы, но и проявляются в случаях выщелачивания и собственно катагенетических минералов (например, на ангидрите и гипсе).

Стадия метазенеза. На стадии метазенеза происходит сильная перекристаллизация карбонатного материала и возникновение мраморизованных известняков, доломитов или мраморов.

Постседиментационные изменения в карбонатных отложениях приводят к изменению общей пористости пород и возникновению вторичных пор. Широко развитая перекристаллизация карбонатных пород при сохранении минерального состава не изменяют существенно количество и тип пор. Однако полиморфные превращения могут привести к значительному изменению пористости породы. Так, трансформация арагонита в кальцит приводит к увеличению общего объема породы и, следовательно, к уменьшению пористости. Замещение кальцита доломитом может вызывать повсеместную усадку породы (до 13 %, по К. К. Селли [1981 г.]), что приводит к возникновению межкристаллической пористости. Напротив, трансформация доломита в кальцит (процесс дедоломитизации, или кальцитизации) ведет к уменьшению пористости.

Одним из наиболее важных процессов в результате которого возникает вторичная пористость, является выщелачивание, ведущее к появлению пористости растворения. В табл. 41 обобщены главные постседиментационные процессы в карбонатных породах и показано их влияние на изменение пористости.

Для изучения постседиментационных преобразований карбонатных пород кроме традиционных оптических методов необходимо использование новых, связанных с применением электронного оборудования. Новые возможности при изучении постседиментационных изменений карбонатных пород открывает растровая электронная микроскопия.

**Главные постседиментационные процессы в карбонатных породах
и их влияние на изменение пористости
(по К. К. Селли [1981 г.]**

Друзовая кристаллизация Неоморфизм	Полиморфизм	Арагонит —	Уменьшение первичной пористости
		Кальцит.	Уменьшение пористости на 8 %
		Кальцит —	Увеличение межкристаллической пористости на 13 %
		Доломит —	Уменьшение пористости на 13 %
		Кальцит	
	Перекристаллизация (без изменения минерального состава)		Без изменений
Выщелачивание			Увеличение пористости типа растворения и жсодового типа
Окрепление	Выполнение пор халцедоном		Уменьшение первичной пористости
	Замещение		Без изменений

15. ПРИМЕНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы (известняки и доломиты) весьма широко используются во многих важных отраслях народного хозяйства. Главными потребителями известняков являются следующие отрасли промышленности: металлургическая, химическая, сахарная, стекольная, бумажная, полиграфическая и др. Они применяются в естественном виде или после предварительного обжига.

Известняки в виде кусков употребляются в качестве основного флюса при доменной плавке кислых железных руд. Флюсовый известняк переводит пустую породу руды, а также различные вредные для чугуна примеси (серу и др.), в жидкий подвижный шлак. Флюсовый известняк, применяемый в черной металлургии, должен обладать соответствующим химическим составом, необходимой механической прочностью и кусковатостью. Он должен содержать максимальное количество углекислого кальция и минимальное балластных (кремнезема, глинозема) и вредных (сера, фосфор) примесей. Оптимальный размер кусков известняка для доменного процесса составляет 20—80 мм. Расход флюсового известняка при доменной плавке железных руд от 0,4 до 0,9 т на 1 т чугуна, при мартеновском процессе получения стали 100—140 кг на 1 т стали.

Известняк служит рудой для получения металлического кальция. Металлический кальций, обладая высокой химической активностью, используется в металлургии в качестве раскислителя и восстановителя, а также для очистки металлов и газов от вредных примесей. Он используется при выплавке тугоплавких металлов. Кроме того, он используется в производстве различных сплавов (с медью, алюминием, цинком, свинцом, марганцем и др.) для улучшения их физических и механических свойств.

Известняк используется при производстве вяжущих веществ. Вяжущими называются порошкообразные материалы, образующие с водой пластичное тесто, затвердевающее со временем в прочное камневидное тело. Основными вяжущими веществами, получаемыми из известняков, являются строительные известняки и портландцементы. Основной частью последнего служит тонко размолотый клинкер, получаемый путем обжига до спекания материалов, содержащих в нужных соотношениях карбонатный и глинистый компоненты. При помоле к клинкеру добавляют до 15 % активных минеральных добавок. В результате получают продукт, названный портландцементом. Карбонатным сырьем для производства портландцемента служат породы, богатые углекислым кальцием: известняки, мел, мергель, мраморы, реже бравертны и озерная известь (гажа).

Известняки широко применяются в химической промышленности для производства соды, карбида кальция, гидроксидов калия и натрия, фосфорнокислых и азотистых удобрений, хлора и хлорной извести, бертолетовой соли и других калийных соединений, угольной кислоты, углекислого газа и прочих продуктов. Химическая промышленность предъявляет высокие требования к известнякам, так как они непосредственно влияют на качество готовой продукции.

Известняки используются в качестве естественного строительного материала в виде: 1) штучного камня — бутового, стенового, облицовочного, архитектурно-строительного, для гидротехнического и дорожного строительства; 2) щебня — для бетона обычного, гидротехнического, дорожного, для баллаستировки железнодорожного полотна и других целей; 3) крошки, порошка, муки и пудры — для изготовления различных строительных материалов и изделий на основе вяжущих веществ.

Известняк употребляется в качестве одного из компонентов при варке стекла. Он вводится в шихту в молотом виде в количестве до 30 % для содействия стеклу термической стойкости, механической прочности и устойчивости против воздействия химических реагентов.

В производстве сахара известь и углекислый газ, получаемый при обжиге известняка, применяются для очистки свекольных соков.

В целлюлозно-бумажной промышленности известняк используется для производства извести и серной кислоты, необходимых в технологическом процессе получения целлюлозы из древесины. Тонкозернистые однородные известняки используются в качестве литографического камня в полиграфической промышленности.

В сельском хозяйстве известняки и известь используются для известкования кислых почв, в качестве антисептика и в виде муки для подкормки скота и птицы.

Известняки используются в каменноугольной промышленности в виде порошка — инертной пыли для предупреждения взрывов угольной пыли. В нефтеперерабатывающей промышленности для очистки и нейтрализации нефтепродуктов, в текстильной промышленности известь употребляется для обработки и очистки тканей и изготовления искусственного шелка, в кожевенной промышленности известь применяется для обработки и размягчения кожи и других целей, в электротехнике мраморовидные известняки и мраморы используются для изготовления распределительных щитов.

Известняк и известь применяются кроме перечисленных в керамической, резиновой, пищевой, мыловаренной, парфюмерной, фармацевтической, лакокрасочной отраслях промышленности, а также для водоочистки.

Не менее широко используются в народном хозяйстве доломиты. Главными потребителями доломитов являются: производство огнеупоров, черная металлургия, производство магнезита, вяжущих и теплоизоляционных материалов, промышленное, жилищное и дорожное строительство, стекольная промышленность, производство абразивных материалов, химическая и фармацевтическая промышленность.

В качестве огнеупорного материала доломиты используются в сыром и обожженном состоянии. Доломитовые огнеупоры употребляются в качестве огнеупорного заправочного материала для мартовских печей и конвертеров. Доломитовые огнеупорные материалы находят применение в промышленности в виде металлургических порошков, трамбовочных масс, кирпичей и блоков.

В черной металлургии доломиты используются в качестве флюса и для изготовления магнезиальных металлургических агломератов. Термическим и электролитическим способами из доломита получают металлический магний.

Вяжущими веществами, получаемыми из доломита, являются каустический доломит, строительные (воздушная и гидравлическая) доломитовые известки. На основе каустического доломита получают целый ассортимент строительных, отделочных термо- и звукоизоляционных материалов (фибрлит, ксилолит, пенобетон и др.). В строительстве доломиты используются в виде штучного камня, щебня, крошки и порошка. Технические требования, предъ-

являемые к доломиту как к строительному камню, аналогичны требованиям, предъявляемым к известнякам.

Доломит вводится в состав стекольной шихты для повышения химической устойчивости и механической прочности стекла. Окись магнезия понижает склонность стекла к кристаллизации, увеличивает прозрачность. Доломит применяется, главным образом, в производстве оконного и технического стекла, посуды и бутылок. Доломит обычно составляет 10—20 % от массы стекольной шихты. Наиболее вредной примесью в доломите являются окислы железа и другие красящие окислы — Cr_2O_3 , Mn_2O_3 , TiO_2 . На 1 т оконного стекла расход доломита составляет от 30 до 220 кг.

Продукты химической переработки доломита используют химическая и фармацевтическая промышленности. Эти продукты обладают рядом ценных свойств: белая магнезия и жженая магнезия отличаются легкостью и газопоглощающей способностью. Они применяются в качестве фармацевтического препарата. Доломиты в химической промышленности служат сырьем для получения сернистого и хлористого магнезия. Применяются также доломиты для производства технической углекислоты. Для всех указанных производств доломиты должны быть максимально чистыми, содержать больше MgO и меньше глинистых и красящих веществ.

Многие отрасли промышленности используют доломитовую муку и обожженный доломит в качестве тонкого абразивного материала. Доломит и измолченный рыхлый доломит используют для изготовления абразивных порошков для полировки стекла и металла. Обожженный доломит (венская известь) используется для полировки никеля, меди, бронзы, перламутра и других материалов. В резиновой промышленности тонкоразмолотый доломит применяется в качестве наполнителя для придания твердости каучуковым изделиям и как ускоритель процесса вулканизации. Бумажная промышленность использует доломитовую известь с добавкой соды в качестве наполнителя при выделке белой бумаги. В керамической промышленности доломит применяется в производстве глазури для фарфора, он способствует гладкому растеканию глазури и придает ей зеркальный блеск. Иногда доломит вводится в состав керамических, фаянсовых и фарфоровых масс для электроизоляторов в качестве флюсующего агента. Доломит в сыром и обожженном виде применяется для очистки вод (нейтрализация сернистых сточных вод). Лакокрасочная и электротехническая промышленность используют доломит в качестве наполнителя в белилах, лаках, в виде каменных распределительных досок. В сельском хозяйстве доломит используют в качестве нейтрализатора почвенных кислот и антисептика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. II. Карбонатные породы. Л., Недра, 1969. 707 с.

Берг Л. Г. Введение в термодинамику. М., Наука, 1969. 395 с.

Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., Недра, 1974. 400 с.

Лозвиненко Н. В., Заболотная Н. К. Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. — Зап. Вост. минер. общества, 1954, ч. 83, вып. 3, с. 218—225.

Лозвиненко Н. В., Карлова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1, с. 188—191.

Лозвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974. 400 с.

Маслов В. П. Атлас карбонатных пород. Ч. I. Породообразующие организмы. М., 1973. 267 с.

Перозио Г. Н. Применение электронной микроскопии для изучения скрытокристаллических карбонатных пород Сибирской платформы. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с. 102—137.

Постседиментационное образование пород-коллекторов. М., Наука, 1972. 90 с.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М., Наука, 1980. 96 с.

318 с. *Современные методы* минералогического исследования. М., Недра, 1969.

Столярова И. А., Филатова М. П. Атомно-абсорбционная спектрометрия при анализе минерального сырья. Л., Недра, 1981. 152 с.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 5—27.

Татарский В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен.— Вестн. ЛГУ, 1959, № 24, с. 5—10.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостсхиздат, 1958. 567 с.

Теодорович Г. И., Малamedова В. С., Писаренко И. А. К методике диагностического окрашивания железисто-магнесиальных карбонатов.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 9, с. 37—45.

Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., Изд-во АН СССР. 1962, 271 с.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилюян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М., Наука, 1964. 167 с.

Чилингар Дж. Карбонатные породы. В 2-х т. М., Мир, 1970.

Шуменко С. И. Кокколиты в олигоценовых отложениях Тихого океана.— В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М., Наука, 1974, с. 118—122.

Feigl F. Spot tests in Inorganic Analysis. 5-th ed. Elsevier, Amsterdam, 1958.

Friedman G. M. Identification of carbonate minerals by staining methods.— J. of Sed. Petr., 1959, v. 29.

Cabriel A., Cox E. A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals.— Amer. Miner., 1929, v. 14, N 8.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

К кремнистым породам относят диатомиты, радиоляриты, трепелы, опоки, яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы, кремни (кремневые конкреции), кремнистые туфы. Это породы, состоящие целиком или более чем на 50% из хомогенного кремнезема и скелетов кремневых организмов. Г. И. Теодорович [1935 г.] для всех кремнистых пород предложил название силициты.

Кремнистые породы очень разнообразны по виду, цвету, плотности и крепости. Так, например, яшмы, лидиты, фтаниты, кремниевые конкреции очень плотные и крепкие, окрашены в различные цвета: яшмы бывают красные, коричневые, бурые, зеленые, серые, черные и т. д., лидиты и фтаниты черные, кремневые конкреции от светло- до темно-серых. Плотность их значительная, близкая к плотности кварца и выше, пористость ничтожная.

Диатомиты, радиоляриты, спонголиты, гейзериты обычно светлые, серовато-желтоватые, беловато-сероватые и белые. Плотность их невысокая (объемная масса от 0,5 до 1,0 г/см³), пористость большая. Образцы этих пород очень легкие, на что сразу обращает внимание исследователь еще в поле.

Трепелы и опоки также светлые, часто белые, серовато-белые или желтовато-белые и легкие. По внешнему виду напоминают каолиновые глины и белый пишущий мел, мергель. Плотность трепелов и опок невысокая (объемная масса от 0,7 до 1,8 г/см³), пористость большая. Повышенная плотность трепелов и опок, вероятно, связана с наличием терригенных примесей (кварц, полевые шпаты, слюды и т. д.).

Для отличия каолина от мела и мергеля применяют испытание с HCl: мел и мергель вскипают, каолин не вскипает. Мел, мергель и каолин отличаются от опок и трепелов тем, что они более тяжелые, а опоки и трепелы более легкие, нежны на ощупь и прилипают к языку (последнее характерно для многих пород, содержащих аморфный кремнезем).

Трепелы и опоки часто не содержат карбонатов и, следовательно, не будут вскипать с HCl. Однако трепелы и опоки, залегающие среди карбонатных пород, например в толще мергелей и белого писчего мела, могут содержать небольшое или значительное количество карбонатов; переходные типы пород между мелом и мергелем, с одной стороны, и трепелами и опоками, с другой — такие трепелы и опоки вскипают с HCl, и, следовательно, этот тест не является определяющим.

В трепелах и опоках часто наблюдается значительная примесь глауконита и фосфоритовые стяжения и конкреции. Кроме перечисленных существует целый ряд пород переходного типа от кремнистых и карбонатно-кремнистых к обломочным и обломочных пород, содержащих в своем составе значительную примесь аморфного кремнезема в виде минерального (хемогенного) компонента и кремневых органических остатков. Эта серия пород получила название опокovidных: опокovidные песчаники, алевролиты, опокovidные глины, суглинки и некоторые другие. Опокovidные породы, как правило, встречаются совместно с опоками, трепелами и диатомитами.

В полевых условиях точное определение таких пород затруднительно и требуется обязательное изучение в лаборатории (описание шлифов и порошков или фракций гранулометрического анализа в иммерсии). Опокovidные породы содержат большое количество терригенного материала — песчаного, алевроитового и глинистого (>50%).

При определении кремнистых пород в полевых условиях можно пользоваться табл. 42.

ТАБЛИЦА 42

Визуальное определение кремнистых пород в полевых условиях*

Рыхлые	Вскипают	Диатомово-фораминиферовые илы Радиоляриево-фораминиферовые илы	В воде размокают и распускаются
	Не вскипают	Диатомовые илы Радиоляриевые илы Кремнисто-губковые илы	То же
Сцементированные	Вскипают, легкие	Карбонатные опоки Карбонатные трепелы Опокovidные породы (терригенные трепелы)	В воде не размокают и не распадаются
	Вскипают, тяжелые	Кремнистые мергели Окремненный мел	
	Не вскипают, легкие	Диатомиты** Радиоляриты Спонголиты	То же
	Не вскипают, тяжелые	Некарбонатные трепелы яшмы, кремневые конкреции	»
Метаморфизованные	Не вскипают	Некоторые яшмы Фтаниты Кремнистые сланцы	» Плитчатые, сланцеватые

* Компоненты пород обычно неразличимы даже в лупу. Реакция на вскипание проводится с соляной кислотой.

** Существенно опаловые породы сильно прилипают к языку.

При инженерно-геологических изысканиях обычно определяют естественную влажность и пределы Аттерберга (влажность текучего состояния и верхнего предела пластичности) пород для определения их консистенции (текущее, пластичное и твердое состояние). Это очень важно при определении несущих свойств пород как основания сооружений.

В опоковидных глинах и суглинках естественная влажность может оказаться повышенной и дает неправильное представление о консистенции из-за того, что высушивание при 105 °С приводит к потере некоторого количества воды опала ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где воды может быть от 3 до 30 %).

Кремнистые породы могут быть сильно изменены — метаморфизованы. Это кремнистые породы зоны метазенеза: некоторые яшмы, лидиты, фтаниты, кремнистые сланцы (рис. 66). В таких породах при описании шлифов мы встречаемся со вторичным кварцем, серицитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом и некоторыми другими минералами-индикаторами стадии метазенеза.

При изучении кремнистых пород в шлифах и в иммерсии следует обращать особое внимание на выяснение характера органических остатков, их количества и определение минерального состава основной массы породы.

В результате диагенеза и последующих изменений пород органические остатки часто плохо сохраняются и контуры их сливаются, как бы растворяются в основной массе (опаловые раковины и панцири и основная масса, состоящая из опала). В ряде случаев очень помогает наряду с изучением шлифа исследование порошков породы (или фракций гранулометрического анализа) в иммерсионных препаратах.

Классификация кремнистых пород. Классификация силицитов основана на генезисе и минеральном составе. По генезису выделяются биогенные, биохемотренные и хемотренные силициты, которые далее разделяются по минеральному составу (табл. 43).

Наиболее детальную структурно-минералогическую классификацию силицитов разработал Г. И. Теодорович [1958]. Им выделены четыре группы кремнистых пород по соотношению хемотренного кремнезема и остатков кремневых и реликтовых известковых организмов (табл. 44).

Для определения кремнистых пород по классификации Г. И. Теодоровича необходимо детальное описание шлифов с подсчетом содержания компонентов. Однако при всей ее стройности и детальности эта классификация несколько громоздка и в ней не находят места гейзериты, кремневые конкреции, корки, натски, а необычные названия не привились, хотя классификация предложена 30 лет назад. В некоторых классификациях кремнистые породы разделяются также по форме залегания на пластовые и конкреционные (Г. И. Бушицкий [1954]; М. С. Швецов [1958 г.]).

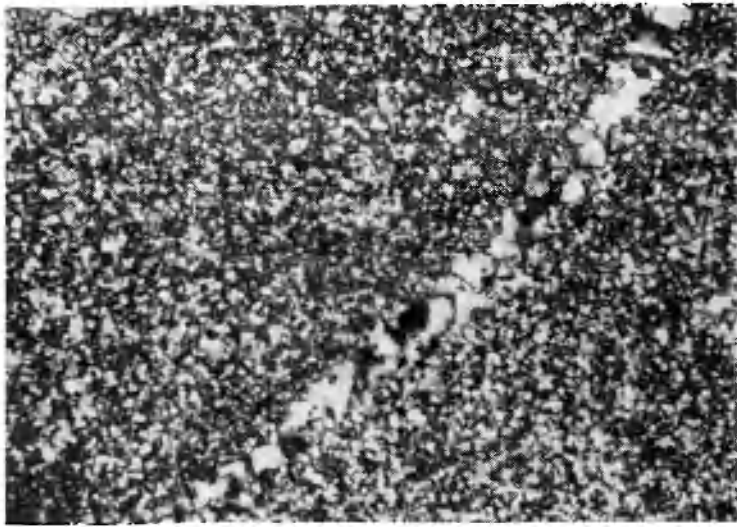


Рис. 66. Кремнистый сланец с углеродистым веществом (фтанит), рассеченный жилкой кварца.
Урал, девон. Увел. 100 \times , инколы скрещены.

Породообразующими организмами кремнистых пород являются диатомы, радиолярии и спикюлы кремневых губок, породообразующими минералами — кварц, халцедон, опал, кварцил. Кроме того, они содержат различные примеси: карбонаты,

ТАБЛИЦА 43

Классификация силицитов [Логвиненко Н. В., 1974]

Генезис	Минеральный состав		
	Опаловые с примесью кристобалита	Опалово-халцедоновые и халцедоновые	Халцедоново-кварцевые и кварцевые
Биогенные	Диатомиты Радиоляриты	Спонголиты Радиоляриты	
Биохемогенные	Трепелы Опоки	Трепелы Опоки	Яшмы
Хемогенные	Грейзериты Кремневые конкреции Корки Натеки	Яшмы Кремневые конкреции Яшмы	Кремневые конкреции Яшмы Лидиты Фтаниты Кремнистые сланцы

Классификация силицитов

(по Г. И. Теодоровичу [1958], с некоторыми сокращениями)

СИЛИЦИТЫ

I Остатки кремнистых организмов (>50 %)	II Минеральный SiO ₂ (>50 %) кремнистых организмов 10—45 %	II Минеральный SiO ₂ (>50 %) кремнистых организмов <10 %	III Реликты извест- ковых организ- мов 10—45 %	III Реликты извест- ковых организ- мов (50 %)	IV Каждый из компонен- тов составляет <50 %
Диагеновые Радиоларевые Спонгиевые Биомиктовые	Гиподиагеновые Гипорадиоларевые Гипоспонгиевые Гипобиомиктовые	Опаловые Халцедоно-опаловые Кристаллические	Опало-халцедоно-кристаллические	Опало-халцедоновые Кристаллические	Преобладают кремневые организмы Преобладает минеральный SiO ₂ Преобладают реликты известковых организмов Смешанный состав
Дальнейшее подраз- деление в каждом типе по минеральному составу			Дальнейшее подразделение по физическим свойствам		

Минералы группы кремнезема и их диагностические признаки

Минерал	Состав	Показатель преломления	Двупреломление	Удлинение	Погасание
Кварц	SiO ₂	$n_g = 1,553$ $n_p = 1,544$	0,009	+	Прямое
Опал	SiO ₂ · nH ₂ O (содержание H ₂ O до 34 %)	1,400 до 1,460 ÷ 1,480, редко до 1,490. При 3,5 % H ₂ O — 1,459; при 8,5 % — 1,446	Изотропный		
Халцедон	SiO ₂	$n_g = 1,539^*$ $n_p = 1,530$	0,010	—	Прямое
Кварцин	SiO ₂	$n_g = 1,540 ÷ 1,544$ $n_m = 1,535 ÷ 1,537$ $n_p = 1,530 ÷ 1,534$	0,007— 0,010	+	Прямое
Лютецит	SiO ₂	$n_g = 1,539$ $n_p = 1,531$	0,007— 0,008	—	Косое, угол 20° к направлению удлинения

* По Н. В. Логвиненко [1974], показатели преломления халцедона близки кварцу.

ТАБЛИЦА 46

Структура кремнистых пород (по В. Т. Фролову [1964 г.]

Размер зерен, мм	Структура	Краткая характеристика
>1	Грубозернистая	Зерна видны макроскопически
1—0,5	Крупнозернистая	
0,5—0,1	Среднезернистая	Зерна видны под микроскопом
0,1—0,01	Мелкозернистая	
0,01—0,0001	Микрозернистая	
<0,0001	Коллоидальная	Порода действует на поляризованный свет, но зерна не видны при самых больших увеличениях
Некристаллическая масса	Аморфная: а) коллоидальная или гелеподобная (беструктурная). б) глобулярная (шапковая)	Порода не действует на поляризованный свет

окислы и гидроокислы железа и марганца, хлориты, глауконит, фосфатные минералы, сульфиды, органическое вещество и терригенно-обломочные примеси в виде песчаных, алевритовых и глинистых частиц часто в значительном количестве.

Основным методом изучения кремнистых пород является исследование в шлифах (определение органических остатков, минерального состава и структуры) (табл. 45, 46), в пришлифовках (текстуры, включения) и в иммерсии (уточнение минерального состава и определение органических остатков).

1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Кварц. В шлифе бесцветный, показатели преломления $n_g(n_e) = 1,553$, $n_p(n_o) = 1,544$, двупреломление 0,009 (серые и белые цвета интерференции), одноосный положительный. В кремнистых породах кварц развит главным образом в виде зернистых агрегатов, состоящих из зерен неправильной формы, реже образует кристаллы, имеющие правильные или частично правильные кристаллографические очертания. Терригенно-обломочный кварц встречается в виде окатанных, угловато-окатанных и угловатых зерен песчаной и алевритовой размерности.

Халцедон. В шлифе бесцветный, обычно образует сферолитовые радиально-лучистые агрегаты, показатели преломления $n_g = 1,533 + 1,539$, $n_p = 1,530$, двупреломление 0,010, одноосный, редко двуосный. Угасание волокон в радиально-лучистых агрегатах и сферолитах прямое, удлинение отрицательное.

Кварцин. Наряду с халцедоном в таком же виде встречается часто кварцин, который отличается от халцедона положительным удлинением и обычно тем, что является двуосным с $n_g = 1,540 + 1,544$, $n_m = 1,535 + 1,537$, $n_p = 1,530 + 1,534$, $n_g - n_p = 0,007 + 0,010$, удлинение положительное, угасание прямое.

Опал. В шлифах бесцветный, иногда окрашен в зеленоватые и буроватые тона, $n = 1,400 + 1,490$, чаще колеблется в пределах $1,430 + 1,450$. При содержании воды $\leq 30\%$ $n \approx 1,400$, $> 30\%$ $n = 1,490$. Опал панцирей диатомей из илов Тихого океана имеет $n = 1,460 + 1,475$, опал раковин радиолярий там же имеет $n = 1,440 + 1,450$.

Кристаллит. В шлифах обычно бесцветный, одноосный отрицательный, $n_o = 1,487$, $n_e = 1,484$, $n_o - n_e = 0,003$. Бывает двуосным, благодаря слабому двупреломлению и показателю преломления близкому (или равному) показателям опала в массе трудно определим. Не растворяется в кислотах, за исключением фтористоводородной, определяется методом рентгеноструктурного анализа.

2. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ОРГАНИЗМЫ

Панцири диатомей. Панцири этих микроорганизмов состоят из опала и представляют собой как бы коробочку из двух створок, вдвинутых одна в другую. Форма панцирей разнообразна



Рис. 67. Диатомит с крупными нитевидными диафоллиями хорошей сохранности.
Армянская ССР, палеоген. Увел. 100 \times , николь 1.

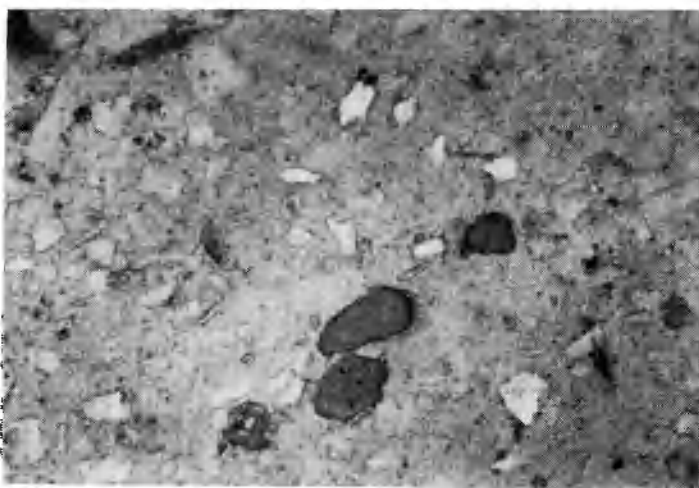


Рис. 68. Опока с зернами обломочного кварца и глауконита.
Заметны редкие включения спикул губок.
Поволжье, верхний мел. Увел. 100 \times , николь 1.

(дисковидная, эллиптическая, треугольная и др.), на поверхности наблюдается тончайший узор. Известны также формы, образующие цепочки связанных друг с другом индивидов и прикрепляющихся к донным предметам. Размеры особой диатомей це-

большие — от 0,003 до 0,5 мм. В современных осадках тропической зоны развиты теплолюбивые диатомеи — этмодискусы, размеры которых бывают значительно больше. Обычно при определении диатомей требуется большое увеличение — объектив 40 \times , окуляр 12 \times , 17 \times (рис. 67).

Раковины радиолярий. Раковины построены из опала, форма их шарообразная, конусовидная, эллиптическая и др. Они часто имеют отростки в виде шипов и иглочек, на поверхности раковин тонкий узор, размер от 0,05—0,1 до 3—5 мм.

Спикулы кремневых губок. Спикулы также состоят из опала и представляют собой в продольном сечении иглы с внутренним полым каналом, часто заполненным глауконитом, глиной или другим веществом. Иглы могут быть одно-, двух-, трех- и четырехлучевые. В поперечном сечении спикулы округлые с полым или заполненным каналом в центре (рис. 68).

Силикофлагелляты (жгутиковые). Мелкие (<30 мкм) одноклеточные организмы с кремневым скелетом в виде кольца с иглами. Встречаются редко и их геологическое значение ничтожно.

3. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Кремневая конкреция. Верхний мел (г. Изюм. Харьковской обл.). Макроскопическое описание. Порода крепкая, плотная, сливная (афанитовая), с раковистым изломом, темно-серого цвета, на поверхности белая корка толщиной 1—2 мм (патинизация). От HCl не вскипает, на выветрелой поверхности иногда слегка вскипает, режет стекло.

Микроскопическое описание. Порода состоит из мельчайших зернышек кварца неправильной формы и их агрегатов, размер зерен <0,005 мм, агрегатов до 0,01 мм. Зернышки ложатся в шлифе в 2—3 слоя друг над другом, поэтому при одном никеле окраска серовато-белая, в скрещенных николях серая пятнистая, $n \geq 1,540$. На фоне основной массы встречаются участки, сложенные сферолитами халцедона, и отдельные сферолиты. В скрещенных николях на сферолитах виден черный крест (прямое погасание волокон). Удлинение волокон отрицательное, $n \leq 1,540$. Иногда встречаются мелкие глобулы пирита размером 0,01—0,02 мм. Структура пелитоморфная неоднородная, местами микрозернистая и сферолитовая.

Резюме. Кремнь (кремневая конкреция) халцедоново-кварцевого состава.

Опока. Верхний мел (Поволжье). Макроскопическое описание. Опока светло-серая, участками желтоватая, алевритовая, довольно легкая, крепкая, звенит при ударе, с раковистым изломом, неизвестковая.

Микроскопическое описание. Опока имеет светло-серую мелкопятнистую окраску, на основном фоне породы видны белые (бесцветные — кварц) и зеленые (глауконит) зерна меньше 0,1 мм. Слоистость лишь слабо намечается параллельной ориентировкой слюд, стромелии однородное. Структура алеврито-органогенно-глобулярная, порода состоит из трех частей: основной глобулярной массы — 50, скелетов радиолярий — 20, а также обломочной алевритовой и глинистой примесей — 30 %.

Основная масса аморфная, имеет глобулярную структуру, хорошо видимую при диафрагмировании: размер глобуль, обычно деформированных уплотнением, около 0,01 мм. Основная масса в целом равномерноглобулярная с ясной шагреновой поверхностью, с резко отрицательным рельефом ($n = 1,45$), опаловая. Она содержит небольшую (2—3 %) примесь глинистого вещества, выделяющегося по своей анизотропии. Четкая листочковая и игольчатая

форма и тождество со слюдами алевритовой размерности свидетельствует в основном об обломочном его происхождении.

Органогенная часть представлена разнообразными сферическими опаловыми скелетами радиолярий и единичными спикулами губок. Размер радиолярий 0,05—0,18 мм. Сохранность многих организмов средняя и плохая — они часто сливаются с основной массой. Спикулы губок круглые в сечении (0,05—0,2 мм) с узкими (0,01—0,02 мм) осевыми каналами, сложенными опалом. В некоторых случаях видно, что спикулы трех- и четырехосные.

Обломочная примесь (в целом 30 %) представлена неокатанными зернами кварца (20 %), глауконита (5 %), листочками слюд (3—5 %). Встречаются единичные коричневые изотропные, аморфные обломки (0,03—0,1 мм) с $n=1,600$. Это, вероятно, включения колломорфного фосфорита.

Резюме. Опока сильноалеверитовая (слюдисто-глауконито-кварцевая), слабоглинистая, с большим содержанием скелетов однообразных радиолярий, неотчетливо слоистая (см. рис. 68).

Диатомит. Палеоген (Поволжье). Макроскопическое описание. Порода белого цвета, легкая, сильно пачкает руки и прилипает к языку. Текстура неяснослоистая, от НС1 не вскипает.

Микроскопическое описание. Структура органогенная неоднородная, чередование тонких слоев и линзочек (пятен), состоящих из целых панцирей диатомей и основной массы из глобулярного опала с примесью глинистого вещества, в которой рассеяно небольшое количество остатков диатомей. Эти остатки представляют собой нити с перегородками толщиной 0,02 мм и длиной до 1 мм — нитевидные формы, прикрепляющиеся к донным предметам. Встречаются также одиночные дисковидные формы размером до 0,05 мм. Основная масса сложена глобулярным опалом в виде овалов и шариков с нечеткими очертаниями, в котором рассеяны чешуйки глинистого минерала, мелкие (0,05—0,01 мм) зерна глауконита и иногда кварца.

При одном никеле окраска породы серовато-желтоватая, при скрещенных николях — темная, на участках зерен глауконита, кварца и глинистого вещества наблюдается дупреломление — серые и желтые цвета интерференции. Рельеф отрицательный, показатели преломления опала основной массы и панцирей диатомей меньше такового у КБ, и только примеси на этом фоне имеют положительный рельеф.

В иммерсии измерены показатели преломления опала диатомей ($n=1,476$) и глобулярного опала основной массы ($n=1,480$). Глауконит имеет $n>1,600$, с характерной агрегатной интерференционной окраской. Состав породы, %, следующий: содержание створок диатомей >65 , основная масса — 30, зерна глауконита, кварца и чешуйки глинистых минералов — 5.

Резюме. Диатомит — диатомовый опаловый силицит (по Г. И. Теодоровичу).

Яшма. Средний девон, эйфельский ярус (Южный Урал) (по В. Т. Фролову [1964 г.]). Макроскопическое описание. Яшма темно-красная с зелеными прослоями, матовая (без блеска), тонкослоистая, афанитовая, крепкая, с раковитным изломом, с острыми режущими краями.

Микроскопическое описание. Яшма тонкослоистая, слоистой мощностью от 3—4 мм до 0,5—1 мм, отличаются цветом, структурой, а также составом. По мощности преобладают красные разновидности, меняющиеся от темно-красных (в проходящем свете непрозрачных) до светлых розоватых. Последние обычно постепенно сменяются почти бесцветными, лишь слабо зеленовато-серыми. Другая граница их с темным прослоем значительно более резкая, что свидетельствует о направленности изменения состава и позволяет определить верх и низ слоев.

Структура гранобластовая, сменяющаяся от микрозернистой в красных до мелкозернистой (размер зерен 0,02—0,03 мм) в светлых прослоях. В целом она порфиоровидная из-за крупных (0,05—0,03 мм) округлых эллипсоидальных включений значительно более чистого и более крупнозернистого кварца, являющихся перскристаллизованными скелетами радиолярий.

Состав породы сложный, меняется по слоям. В наиболее прозрачных и светлых прослоях преобладает халцедон, обладающий низким (лишь незначительно большим, чем у бальзама) показателем преломления и резко вы-

раженным волнистым погасанием, свидетельствующим о его волокнистом строении. Вероятно, участками присутствует кварц — они лучше раскристаллизованы. В качестве примесей встречаются мелкие идиоморфнозернистые минералы группы эпидота-цоизита с характерными для них аномальными цветами интерференции, образующие нередко скопления размером 0,02—0,04 мм, а также листочки хлорита с низким двупреломлением (типа пеннина) и чешуйки бесцветной гидрослюда, выделяющейся при скрещенных николях яркими цветами интерференции. Количество этих примесей варьирует от 3—5 до 40—50 %, когда к ним примешивается железистое вещество гематитового типа. Красные прослоя, возможно, также сложены халцедоном. Однако его сильно маскирует тонкорассеянное непрозрачное железистое вещество, вишнево-красное в отраженном свете, очевидно, гематитового типа. Паоборот, количество эпидот-цоизитового и хлорито-слюднистого вещества в этих прослоях снижается до 1—2 %.

В темных прослоях, как сильножелезистых, так и обогащенных эпидот-цоизитовым веществом, лучше сохраняются остатки радиолярий, количество которых достигает 10—15 %. Правильный зубчатый край и чисто кварцевый состав округлых тел заставляет относить их к органическим остаткам — к радиоляриям, скелет которых испытал раскристаллизацию. Помимо отмеченных включений изредка встречаются неправильные скопления (0,1—1 мм) крупнокристаллического эпидота, выполняющего, вероятно, трещины разрыва, а также тонкие секущие прожилки кварца.

Резюме. Яшма в основном халцедоновая, микрозернистая, тонкослоистая, со значительной примесью железистого, эпидот-цоизитового и хлоритового вещества, с радиоляриями [зона позднего метазенеза (по Н. В. Логвиненко и Э. И. Сергеевой)].

4. ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ

Кроме описания пришлифовок, шлифов и изучения в иммерсии, при исследовании кремнистых пород применяются химический (валовой силикатный анализ и определение отдельных компонентов), спектральный (определение содержания малых и редких элементов), а также рентгеноструктурный (главным образом для определения содержания кристобалита в опаловых и опалово-халцедоновых породах) анализы.

Необходимость указанных анализов связана с тем, что в процессе диагенеза и последующих изменений кремнистых пород опал переходит в кристобалит — халцедон — вторичный кварц.

Термический анализ не находит применения при изучении кремнистых пород. Электронная микроскопия (метод реплик) стала применяться в последние два десятилетия для выявления тонкой структуры кремнистых пород.

Химический и спектральный анализы. При изучении кремнистых пород применяются три варианта химических анализов:

- 1) валовой анализ на основные компоненты (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , K_2O , Na_2O , CO_2 , SO_3 , H_2O);
- 2) определение отдельных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO и некоторых других);
- 3) определение аморфного кремнезема 2,5 и 5,0 %-ными содовыми вытяжками для пород, состоящих из опала.

Тип анализов определяется задачами, которые поставлены перед исследователями. При изучении пород как сырья (добавки) для цемента важно определение аморфной кремнекис-

лоты. При изучении силицитов как сырья для огнеупоров необходимо знать общее содержание SiO_2 и вредных примесей и т. п. Для определения названия породы химический анализ необязателен (по химическому анализу уточняется ее состав).

Спектральный (количественный и качественный) анализ применяется для определения содержания малых и редких элементов — Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Ni, Co, V, Cr и др.

Термический анализ. Этот анализ не находит применения при изучении кремнистых пород, хотя имеется методика количественного термографического определения содержания в породе кварца по эффекту перехода α -кварца в β -кварц [Цветков А. И., 1952 г.].

Рентгеноструктурный анализ. Довольно широко применяется указанный анализ при изучении кремнистых пород для определения содержания кристобалита в опаловых породах. Наиболее характерные рефлексы кристобалита находятся в области больших углов Θ и имеют следующие межплоскостные расстояния, нм: 0,405; 0,315; 0,193; 0,188; 0,162; 0,150; 0,144 и др. Так, кристобалит Грузин имеет сильные и очень сильные рефлексы в области 0,405; 0,315; 0,285; 0,193; 0,188; 0,162; 0,159; 0,144; 0,139; 0,129 и 0,121 нм.

Таким образом, без рентгеноструктурного анализа полное представление о составе кремнистых пород невозможно.

Электронная микроскопия. В последние два десятилетия при изучении кремнистых пород нашла применение электронная микроскопия методом реплик на обычных просвечивающих и на сканирующих микроскопах. Изучаются реплики со скола, дающие представление о тонкой структуре пород [Сергеева Н. Е., 1977].

В работе А. Д. Петровского и В. А. Шитова [1966] были изучены яшмы среднего девона и фтаниты, лидиты и кремнистые сланцы Южного Урала. Авторы применяли угольные реплики (вакуум 10^{-3} Па, ток 46—50 А), образец устанавливался на расстоянии 5—7 см от электродов под углом 30—45°, время напыления 5—6 с, затем образец растворялся во фтористоводородной кислоте в течение 4—6 ч.

В результате установлено, что яшмы девона характеризуются равномерной зернистостью в пределах одной реплики и исключительно кварцевым составом. Кварц хорошо огранен и часто образует двойники. Кроме кварца обнаружены удлиненные слюдоподобные минералы.

Реплики кремнистых сланцев, лидитов и фтанитов не отличаются друг от друга и от реплик халцедонов и агатов. Они характеризуются большой трещиноватостью и содержат кристаллики кварца, развивающегося по трещинам.

В заключение следует упомянуть, что при определении возраста немых кремнистых пород и выявлении органических остатков в кремнистых породах докембрия, применяется растворение пород во фтористоводородной кислоте и таким путем вы-

деляются кутиновые, углистые и смолистые органические остатки.

5. ПРИМЕНЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Промышленное использование опаловых пород основано на ряде их ценных физических и химических свойств. Наряду с этим имеет значение и форма нахождения в них кремнезема. Основными ценными свойствами этих пород являются следующие.

1. Способность поглощать из растворов различные коллоидальные вещества (адсорбция) и удерживать при фильтрации жидкостей механические примеси.

2. Высокая пористость при значительной термостойкости.

3. Термоизоляционные свойства.

4. Относительно небольшая твердость и способность измельчаться в тонкий порошок, обуславливающие возможность использования диатомитов в качестве полировального материала.

5. Химическая стойкость по отношению к кислотам и щелочам.

6. Белый цвет, позволяющий использовать опаловые разновидности кремнистых пород в качестве наполнителей в разных композициях.

Адсорбционные и фильтрационные свойства опаловых пород используются в процессах очистки различных веществ (нефтепродуктов, масел, фруктовых соков и др.). Наибольшее практическое применение опаловые породы нашли благодаря своим адсорбционным свойствам в цементной и строительной отраслях промышленности, использующих их в качестве гидравлических добавок. Опаловые породы используются также в промышленности пластических масс (производство аккумуляторных баков, автомобильных штурвалов и др.), резиновой промышленности (для наполнения искусственных каучуков, в производстве эбонита и кожезамснителей), в бумажной промышленности для производства салфеточных бумаг.

Наиболее крупные разработки опаловых пород производятся на Фокинском месторождении трепела в Брянской области, Алексеевском месторождении опок в Мордовской АССР, на Вольской группе месторождений Саратовской области и на Баканском месторождении опок в Краснодарском крае.

Кварцево-халцедоновые и кварцевые породы применяются для изготовления огнеупорного кирпича — динаса — и в строительном деле. Яшмы — ценный декоративный поделочный материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954, вып. 156. 308 с.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М., Высшая школа, 1974. 400 с.

Петровский А. Д., Шитов В. А. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя методом реплик под электронным микроскопом. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 2, с. 116—118.

Сеньковский Ю. Н. Литогенез кремнистых толщ Юго-Запада СССР. Киев, Наукова думка, 1977. 128 с.

Сергеева Н. Е. Введение в электронную микроскопию минералов. М., Изд-во МГУ, 1977. 143 с.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., 1958. 579 с.

ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ

К фосфатным породам относят различные осадочные образования морского и наземного происхождения: пластовые и конкреционно-желваковые фосфориты, костяные брекчии и др. Обычно к фосфатным породам относят осадочные образования, содержащие не менее 10% P_2O_5 , но этот предел предполагает их практическое использование (руда на фосфор). По внешнему виду и текстурам они могут быть очень разнообразны. Встречаются породы белого, серого, темно-серого, зеленовато-серого и других цветов, плотные (сливные), пористые и рыхлые, напоминающие аргиллиты, песчаники и известняки. Среди фосфатных осадочных образований очень широко развиты самые разнообразные конкреции и желваки.

Классификация фосфатных пород основана на генезисе, минералогическом составе и текстурно-структурных признаках (табл. 47).

1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Главными породообразующими минералами фосфоритов являются минералы группы апатита [гидроксилapatит, даллит (подолит), курскит, франколит, коллофанит], а также карбонаты Ca, Mg, Fe и глауконит. Второстепенные минералы представлены опалом, халцедоном, кварцем, сульфидами железа и тяжелых металлов. Все эти минералы, за исключением глауконита и кварца (могут быть аллотигенными и аутигенными), являются аутигенными — образовавшимися на месте в процессе диагенеза осадка и последующих изменений пород. Фосфориты обычно содержат органическое вещество и аллотигенные — терригенные — примеси песчаной, алевроитовой и пелитовой размерности: кварц, полевые шпаты, слюды, обломки пород, глинистые и акцессорные минералы.

Фосфориты разнообразны по внешнему виду, цвету и физическим свойствам. Среди них встречаются породы белого, серого, темно-серого, черного, бурого и зеленовато-серого цвета. Они могут быть похожими на обломочные, карбонатные и кремнистые породы, среди которых обычно и встречаются. Текстуры и структуры фосфоритов слоистые, конкреционные, оолитовые, псевдооолитовые, сферолитовые, органогенные (ракушечниковые), псевдоорганогенные, обломочные.

Классификация фосфатных пород (по Н. В. Логвиненко [1984 г.]

Генезис	Минеральный состав		
	Даллитовые. курситовые	Франколитовые. коллофанитовые	Гидроксиллап- титовые
<i>Хемогенные, биохемо- генные</i>			
Морские шельфо- вые	Желваково-конк- реционные, кон- креционные	Пластовые	
Мелководные и ла- гунно-заливные	Конкреционные, желваковые, копролитовые	Пластовые	
Континентальные, в том числе коры вы- ветривания	Островные, карстовые и на- течные — метасо- матические (в том числе и связанные с гуано).		
<i>Биогенные</i>			
Морские	Фосфатизирован- ные ракушечники	Фосфатизиро- ванные раку- шечники	Костяные брек- чии, фосфатизи- рованные остатки организмов (диа- томей, форами- нифер)
Аллювиально-озер- ные			Костяные брек- чии, главным образом из костей рыб
Пещерные			Костяные брек- чии из костей позвоночных
<i>Обломочные — ме- ханические</i>			
Морские	Продукты пере- мыва древних фосфоритов Галечники, гра- вий, песок, кон- гломераты, гравелиты, пес- чаники	Продукты перемыва древних фосфоритов Галечники, гравий, песок, конгломераты, гравелиты, песчаники	
Континентальные	То же	То же	

Различают пластовые, обычно геосинклинальные, и желваково-конкреционные фосфориты, обычно платформенные [Арсеньев А. А., 1980 г.; Бушинский Г. И., 1952; 1966].

В связи с таким разнообразием фосфоритов еще в поле, чтобы их не пропустить, рекомендуется производить качественную реакцию на фосфор. Порошок породы смачивается раствором молибденовокислого аммония в концентрированной азотной кислоте, в случае присутствия фосфора появляется ярко-желтый осадок. Для приготовления реактива 75 г молибденовокислого алюминия растворяют в 0,5 л дистиллированной горячей воды. Раствор охлаждают и небольшими порциями вливают, перемешивая, в 0,5 л крепкой азотной кислоты (плотность 1,2 г/см³). Реактив в закрытой бутылке оставляют стоять на 2 дня, после чего он готов к употреблению.

Краткая характеристика породообразующих минералов. Даллит (подолит) — бесцветный или желто-бурый ($n_g = 1,635 \div 1,598$, $n_p = 1,631 \div 1,592$, $n_g - n_p = 0,004$, одноосный, иногда псевдодвуосный), плотность 3,08 — 3,12 г/см³, состав $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3$, растворяется в HCl.

Курскит — бесцветный, серый ($n_m = 1,595 \div 1,600$, двупреломление 0,007), чаще коллоидный и изотропный, реже кристаллический микрозернистый или радиальнолучистый, плотность 2,9 — 3,0 г/см³, состав перемешный, растворяется в HCl.

Франколит (штаффеллит) — бесцветный, серый ($n_g = 1,614 \div 1,627$, двупреломление 0,004—0,009, одноосный отрицательный), плотность 3,1—3,2 г/см³, состав $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}_2, \text{OH}_2, \text{CO}_3, \text{O})$, растворяется в HCl.

Коллофанит — бесцветный или желто-бурый, коллоидный — изотропный ($n = 1,570 \div 1,630$), плотность 2,6—2,9 г/см³, состав такой же как у франколита, растворяется в HCl.

Апатит — бесцветный, бурый, иногда плеохроичный (одноосный, $n_g = 1,634 \div 1,667$, $n_p = 1,629 \div 1,664$, $n_g - n_p = 0,004$), плотность 3,18—3,21 г/см, состав $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, растворяется в HCl.

Собственно апатит встречается в наиболее измененных фосфоритах, в платформенных мезозойских и кайнозойских отложениях, редок и может встречаться среди терригенных примесей — обломочный.

Породообразующими организмами являются беззамковые брахиоподы (лингулы, оболусы и др.), кости позвоночных, раковины простейших моллюсков и др., а также продукты жизнедеятельности организмов: птичий помет, копролиты и т. п.

Для определения фосфатных пород необходимо макроскопическое описание с простейшими химическими тестами, изучение в шлифах и в иммерсии и химический анализ (определение нерастворимого осадка, и его состава, содержание P_2O_5 , суммы полуторных окислов и некоторые др.).

2. МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

При макроскопическом описании отмечают вид породы, ее цвет, текстуру, плотность. Фосфориты могут быть конгломератовидными (из галек фосфоритов цементированных фосфатным, карбонатным, глинистым веществом), напоминать гравелиты, песчанки, алевролиты, мергели, известняки, кремнистые породы. Часто они представляют ракушечники с фосфоритизированными раковинами различных организмов или скопление костей позвоночных, фосфатизированные копролиты, диатомовые илы в современных осадках и др. Часто фосфориты представлены конкрециями округлой или желваками неправильной формы (в этом случае отмечается их форма и размер). Простейшие тесты в поле — ударение друг о друга кусков породы или конкреций, при этом чувствуется чесночный запах. Затем производится испытание на содержание фосфора с молибденовокислым аммонием и крепкой азотной кислотой, как было сказано выше.

3. МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ В ШЛИФАХ И В ИММЕРСИИ

В шлифах отмечается структура и определяется состав основной или цементирующей массы, терригенного материала и органических остатков. Обычно при изучении в шлифах трудно определить достаточно достоверно фосфатные минералы и прибегают к исследованию порошка породы в иммерсии: опреде-

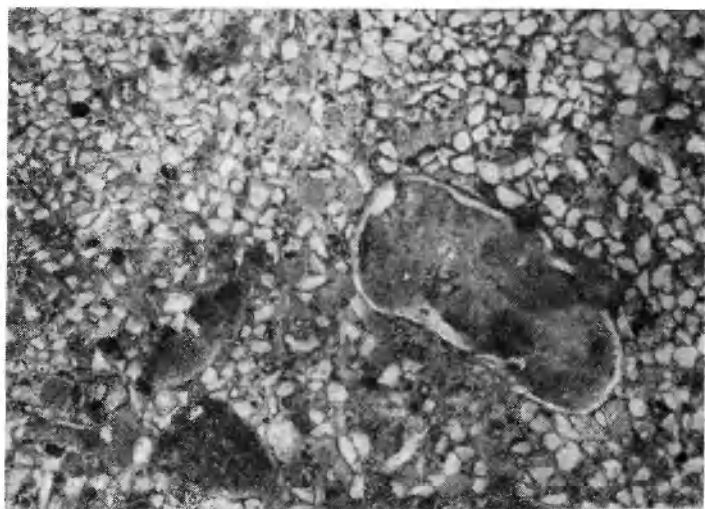


Рис. 69. Фосфорит глауконито-кварцевый.

Фосфатный материал слагает аморфный цемент и различной формы pellets (серый). Актюбинский район, Джурунское месторождение, мел.

Увел. 30^x, николь I.

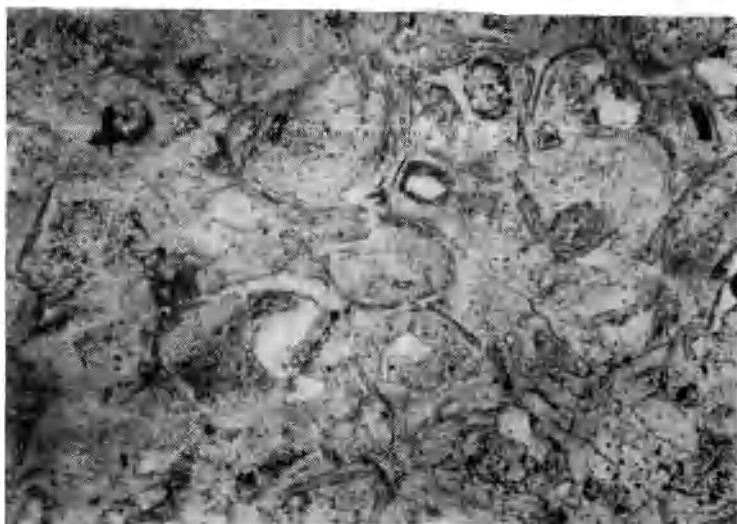


Рис. 70. Зернистый фосфорит с единичными зернами кварца. Каратау, нижний кембрий. Увел. $100\times$, николь 1.

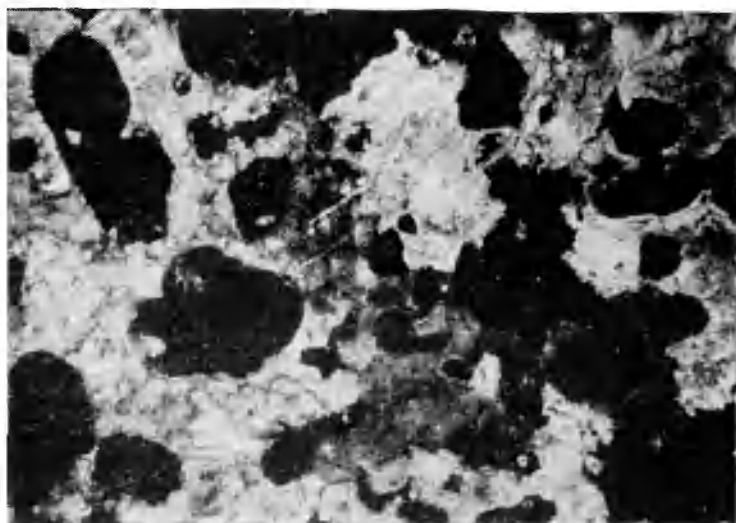


Рис. 71. Фосфорит с карбонатами и пиритом. Увел. $100\times$, николи скрещены.

ляют показатели преломления фосфатных минералов и другие их оптические константы. При описании шлифов (рис. 69, 70, 71) обращают внимание на последовательность образования минералов. Так, например, если порода состоит из обломков и зе-

рен фосфоритов и сцементированных фосфатными и фосфоритовыми минералами, то обломки являются ацетиленовыми, а фосфоритовый цемент и карбонаты азотистыми. Более поздними являются глауконитовые зерна, бывающие окружены оболочками фосфатом, следовательно, глауконит образовался раньше, а фосфатное вещество позже. Определение в шлифах заканчивается подсчетом содержания компонентов породы, которое можно производить при помощи окулярной линейки или сеточки. Для примера ниже приводится описание нескольких образцов фосфоритов.

4. ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Фосфоритовая конкреция Егоровского месторождения. Верхняя юра Русской платформы. Макроскопическое описание. Фосфоритовая конкреция темно-серого цвета с поверхности глянцеватая, размер 10 см, излом раковистый.

Микроскопическое описание. Структура сгустковая, состоит из фосфатного вещества (изотропного, типа коллофанита), пропитанного тонкодисперсным глинистым и органическим веществом. В основной массе содержится небольшое количество терригенного материала, распределенного неравномерно.

Терригенные примеси представлены остроугольными зернами кварца (6—8%), редкими зернами полевых шпатов, листочками слюды и аксессуарными минералами. Помимо обломочного материала встречаются округлые зерна глауконита (8—10%) светло-зеленого цвета. Имеется пирит в виде мельчайшей вкрапленности по периферии зерен глауконита.

Конкреция содержит также остатки микрофауны (микростриктинический кальцит), нерастворимый остаток составляет 7—9%, в составе его преобладают глинистые частицы (>50%). Содержание P_2O_5 по данным химического анализа 25—28%.

Фосфоритовая плита. Семоман (Северная окраина Донбасса). Макроскопическое описание. Порода серовато-бурого цвета, состоит из гравия и песчинок черного фосфорита, зерен кварца и глауконита. Напоминает песчаник—гравелит. Цемент карбонатный и фосфатный. Проба на фосфор с молибденовокислым аммонием дала желтый осадок. От HCl порода вскипает.

Микроскопическое описание. Порода состоит из зерен черного фосфорита размером 0,5—1,0, редко 2,0—3,0 мм, который составляет около 40% поверхности шлифа. Фосфатный минерал изотропный с $n \leq 1,608$, вероятно коллофанит. Зерна кварца и глауконита (зеленый, агрегатная поляризация, $n \geq 1,608$) округлые и угловатые такого же размера составляют примерно 25—30%. Отмечены также единичные зерна полевого шпата и мусковита. Все это сцементировано анизотропным фосфатным минералом, местами агрегатами кальцита, цемент порово-контактный, показатели преломления анизотропного фосфата $1,608 < n < 1,625$, кальцита $n < 1,670$. Местами в порах фосфатный минерал имеет радиально-лучистое строение. Судя по оптическим константам, фосфатный минерал является подолитом (даллитом) (?).

Структура псаммо-песчаниковая с порово-контактным цементом. Нерастворимый остаток составляет 35%, с преобладанием фракции крупного песка, содержание P_2O_5 22,5%.

Пластовый фосфорит. Кембрий (Средняя Азия, Каратау). Макроскопическое описание. Порода темно-серого цвета, очень плотная, плитчатая, излом оскольчатый и шероховатый. От HCl слабо вскипает порошок породы.

Микроскопическое описание. Структура мелкозернистая, порода состоит из фосфатных зерен неправильной формы диаметром 0,1—0,2 мм, редких фосфатных оолитов округлой формы размером до 0,5 мм и терригенных примесей кварца, полевого шпата и слюды алевритовой размерности (3—4%). Фосфатное вещество изотропное или слабодупреломляю-

щее с показателем преломления около 1,600 (в иммерсии), вероятно, представлено коллофанитом.

Цемент кремнисто-карбонатный, контактово-поровый, состоит из кварца и халцедона, местами карбоната и фосфата, в котором встречаются мельчайшие включения пирита. Карбонат зернистый, $n_D > 1,670$, вероятно, доломит. Халцедон местами имеет радиально-лучистое строение (в порах), но основная масса цемента представляет собой тонкозернистые кварц-халцедоновые агрегаты. Фосфаты в цементе выполняют некоторые поры и тонкие прожилки, анизотропный, $n > 1,608$ (франколит?). Содержание P_2O_5 по данным химического анализа 25,1 %.

5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ

Для диагностики фосфатных минералов применяется также рентгеноструктурный анализ. Апатит и минералы группы апатита осадочного происхождения дают интенсивные рефлексы в области 0,276; 0,197; 0,184 нм (параметры элементарной ячейки: $a = 0,930$; $c = 6,87$ нм).

Фосфориты обычно содержат ряд редких и рассеянных элементов (Sr, Ba, V и др.), а также элементы радиоактивного ряда и редкие земли. В связи с этим помимо простого химического анализа методами «мокрой» химии (определения нерастворимого остатка, P_2O_5 , SiO_2 , $C_{орг}$, суммы полуторных окислов) обычно применяется количественный или полуколичественный спектральный анализ на следующие элементы: Sr, Ba, Zn, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Mo, Cu, TR и др.

Химический анализ. Определение нерастворимого остатка, содержания CO_2 , CaO, MgO и суммы полуторных окислов производится так же, как и для карбонатных пород (см. главу III), здесь же кратко опишем только методику определения фосфора.

Определение фосфора в породе химическим путем можно производить колориметрическим или весовым способами. Весовое определение фосфора трудоемко, поэтому производят колориметрическое определение, а потом из анализированных проб отбирают образцы для определений весовым или объемным методами.

Колориметрически определяют фосфор в виде фосфорно-молибдено-ванадиевого комплекса или в виде комплексной соли фосфорно-молибдеповой кислоты. В первом, чаще используемом случае навеску породы 1 г прокалывают при 700—800 °C для удаления органических соединений, затем разлагают в азотной и фтористоводородной кислотах. Последнюю удаляют трехкратным выпариванием сухого остатка с азотной кислотой и растворяют сухой остаток кипячением в 5 мл азотной кислоты (плотность 1,4 г/см³) и 25 мл воды. Фильтруют в мерную колбу на 100 мл и промывают несколько раз горячей водой. Объем раствора составляет 50—70 мл. Из фильтрата берут 50 мл в мерную колбу (100 мл), приливают 5 мл азотной кислоты, 16 мл реактивной смеси и доводят водой до метки. Содержимое колбы перемешивают и через 2—3 мин сравнивают со шкалой стандартных растворов.

Стандартный раствор готовится из дважды перекристаллизованного одноосновного фосфорнокислого калия; растворяют в 0,2197 г $\text{KН}_2\text{РO}_4$ в небольшом количестве воды, переносят в мерную колбу (500 мл), добавляют 10 мл азотной кислоты и разбавляют до метки; 10 мл этого раствора переносят в колбу 100 мл и добавляют до метки водой; 1 мл такого раствора содержит 0,01 мг фосфора. Для изготовления стандартной шкалы берется микробюреткой 2, 4, 6 мл и т. д. стандартного раствора в колбочки (100 мл) — соответственно содержание фосфора в каждом стандарте 0,01; 0,02 и т. д. Шкала устойчива 6—6 дней. Реактивная смесь готовится путем смешивания двух растворов. Для приготовления первого 10 г молибденовокислого аммония растворяют в 100 мл дистиллированной воды, нагревают до 50—60 °С, и затем осторожно при непрерывном перемешивании добавляют 2 мл HNO_3 (плотность 1,4 г/см³) и, если нужно, фильтруют. Для приготовления второго раствора берут 0,3 г ванадиевокислого аммония и растворяют в 50 мл дистиллированной воды, нагретой до 50—60 °С, раствор охлаждают и постепенно при постоянном перемешивании прибавляют 50 мл HNO_3 . Эти растворы смешивают (раствор первого вливают в раствор второго) и прибавляют к смеси 15 мл HNO_3 . Хранят в посуде из темного стекла. Раствор устойчив в течение 1—2 дней [Методы изучения осадочных пород, 1957].

6. ПРИМЕНЕНИЕ ФОСФАТНЫХ ПОРОД

Главная область применения фосфоритов — производство минеральных удобрений. Фосфорные удобрения не только повышают урожай сельскохозяйственных культур, но и улучшают их качество. Промышленность изготавливает несколько видов фосфорных удобрений. Наиболее распространенное из них — фосфоритная мука. Ее получают путем измельчения фосфорита до состояния тонкого порошка. Фосфоритная мука — весьма эффективное удобрение, особенно активно действующее на кислых почвах, занимающих обширное пространство нечерноземной зоны. Для приготовления фосфоритной муки можно использовать почти все фосфориты, в том числе низкокачественные. Основную массу фосфоритов подвергают химической обработке: предварительно измельченный фосфорит разлагают серной кислотой. Полученная минеральная соль растворима в воде и легко усваивается растениями. Существуют и более сложные способы переработки фосфоритов.

Помимо сельского хозяйства фосфориты и получаемые из них продукты используются в небольших количествах в металлургии, медицине, а также для приготовления моющих средств, покрытий и т. д. Фосфоритовые месторождения известны в Каратау, Кендыктае в Казахстане, в Московской и Кировской областях, Горной Шории, Восточном Саяне, Удлинском районе Хабаровского края и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, виванит. М., Изд-во АН СССР, 1952. 91 с.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., Наука, 1966. 195 с.
- Гиммельфарб Б. М., Красильникова Н. А. Классификация фосфоритов. Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6.
- Литология и генезис фосфатноносных отложений СССР. Под ред. А. А. Арсеньева. М., Наука, 1980. 230 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Обломочные породы	7
А. Грубообломочные породы	9
Б. Песчаные и алевроитовые породы	15
1. Макроскопическое описание (17). 2. Минералого-петрографический анализ (20). 3. Гранулометрический анализ (33). 4. Разделение минералов по плотности и по магнитным свойствам (50). 5. Иммерсионный метод (54). 6. Примеры описания песчаных и алевроитовых пород (64). 7. Реакции окрашивания (70). 8. Химический анализ (71). 9. Методика изучения постседиментационных изменений обломочных пород (74)	
В. Песчано-алеврито-глинистые породы	76
10. Примеры описания песчано-алеврито-глинистых пород (80). 11. Породы переходные между обломочными и пирокластическими (80). 12. Пример описания туфогенных пород (82). 13. Применение обломочных и смешанных пород (83). Список литературы (84)	
Глава II. Глинистые породы	87
1. Макроскопическое описание и определение водно-физических свойств (97). 2. Минералого-петрографический анализ (100). 3. Примеры описания в шлифах (110). 4. Реакции окрашивания (114). 5. Иммерсионный метод (120). 6. Гранулометрический анализ (120). 7. Лабораторная подготовка глинистого материала для комплексного минералогического исследования (122). 8. Термический анализ (126). 9. Рентгеноструктурный анализ (129). 10. Примеры описания и определения (133). 11. Химический анализ (135). 12. Спектральный анализ (139). 13. Изучение органического вещества в глинистых породах (140). 14. Электронная микроскопия (143). 15. Электронография (150). 16. Примеры исследования глин комплексом методов (151). 17. Постседиментационные изменения глинистых пород и методика их изучения (154). 18. Применение глинистых пород (155). Список литературы (157)	
Глава III. Карбонатные породы	159
1. Макроскопическое изучение (168). 2. Минералого-петрографический анализ (170). 3. Иммерсионный метод (182). 4. Реакции окрашивания (183). 5. Примеры описания и определения (188). 6. Химический анализ (192). 7. Спектральный анализ (199). 8. Атомно-абсорбционная спектрометрия (200). 9. Термический анализ (202). 10. Электронная микроскопия (205). 11. Рентгеновский анализ (206). 12. Люминесцентный анализ (207). 13. Термолюминесцентный анализ (207). 14. Постседиментационные изменения карбонатных пород и методика их изучения (208). 15. Применение карбонатных пород (215). Список литературы (217)	
Глава IV. Кремнистые породы	219
1. Породообразующие минералы (225). 2. Породообразующие организмы (225). 3. Примеры описания и определения (227). 4. Химические и физические анализы (229). 5. Применение кремнистых пород (231). Список литературы (231)	
Глава V. Фосфатные породы	232
1. Породообразующие и второстепенные минералы (232). 2. Макроскопическое описание (235). 3. Микроскопическое описание в шлифах и в иммерсии (235). 4. Примеры описания и определения (237). 5. Физико-химические и химические анализы (238). 6. Применение фосфатных пород (239). Список литературы (239).	