

Г.Ф.Крашенинников  
А.Н.Волкова  
Н.В.Иванова

# УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ С ОСНОВАМИ ЛИТОЛОГИИ

РУКОВОДСТВО  
К ЛАБОРАТОРНЫМ  
ЗАНЯТИЯМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА

Г. Ф. Крашенинников,  
А. Н. Волкова,  
Н. В. Иванова

# УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ С ОСНОВАМИ ЛИТОЛОГИИ

РУКОВОДСТВО  
К ЛАБОРАТОРНЫМ  
ЗАНЯТИЯМ

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1988

**Крашенинников Г. Ф., Волкова А. Н., Иванова Н. В.** *Учение о фациях с основами литологии.* Руководство к лабораторным занятиям.— М.: Изд-во МГУ, 1988. — 214 с. — ISBN 5—211—00129—X.

В учебном пособии рассматриваются генетические признаки осадочных пород: петрографические, палеонтологические, физико-химические. Приводится классификация осадочных пород, даются рекомендации по их макро- и микроскопическому описанию, методика гранулометрического анализа, приемы изучения минерального состава пород, выделения тяжелых фракций, а также описания палеонтологических остатков, заключенных в породе.

Для студентов географических и геологических специальностей вузов.

Рецензенты:

кафедра литологии Московского института нефти и газа,  
доктор геолого-минералогических наук, профессор  
С. В. Тихомиров

К 1904040000(4309000000)—066 129—88  
077(02)—88

ISBN 5—211—00129—X

© Издательство  
Московского  
университета, 1988 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Понятие «фация» многие исследователи связывают с условиями образования осадков и осадочных пород, с обстановками их накопления. Обстановка накопления осадков и осадочных пород — это прежде всего физико-географическая обстановка — современная (для современных осадков) или древняя (для осадочных пород). Таким образом, понятие «фация» тесно связывается с физико-географическими условиями осадконакопления, с ландшафтами, современными и древними. Некоторые ученые считают, что фации непосредственно выражают конкретные физико-географические условия. Так, известный географ и геоморфолог Л. С. Берг считал, что фация есть «наименьшая неделимая единица ландшафта».

Геологи обычно соединяют в понятии фации обстановку осадконакопления (физико-географическую обстановку или ландшафт) с самими осадками (или осадочными породами для древних отложений). Например, Д. В. Наливкин (1955) указывает, что «фация — это не только осадочная порода, т. е. литологическое понятие, но одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т. е. географическое или палеогеографическое понятие». Очень четко такое понимание выражено и у Н. М. Страхова: он считает, что фация — «это среда отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)».

Авторы настоящего пособия определяют фацию, как комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка, т. е. также связывают понятие фации с физико-географическими условиями среды. При этом в определении отмечается необходимость выделения и изучения фаций по отношению к соседним разновозрастным отложениям (на том же стратиграфическом отрезке), чем подчеркивается важность сравнительного исследования соседних фаций. Более подробное обоснование такого понимания дается в теоретической части курса.

Принятое определение фаций указывает практический путь к их выделению, исследованию и генетическому истолкованию. Фации выделяются в результате полевых работ и лабораторных исследований на основании изучения разрезов по естественным обнажениям, керну буровых скважин или горным выработкам и

обработки полученных материалов. При этом особое внимание уделяется первичным генетическим признакам пород, таким как минеральный состав, структура и т. д. Многие из генетических признаков можно наблюдать только в полевых условиях: характер контактов между слоями, крупная слоистость, переходы по простиранию в другие породы, мощность слоев и ее изменения на площади, состав, сохранность, распределение органических остатков и др.

Ряд признаков осадков и пород, имеющих важное значение для выяснения физико-географических условий осадконакопления, не может быть выявлен в полевых условиях или может быть установлен частично или приблизительно. Сюда относятся гранулометрия и минеральный состав, микроструктура и ряд других особенностей. Так, гранулометрический состав определяется в поле, как правило, схематично, в еще большей степени это относится к минеральному составу. Например, состав галек в конгломератах определяется в поле приблизительно, так как по излому выветрелой гальки часто нельзя сказать, какой породой она представлена. Для мелкообломочных пород (песков и песчаников, а тем более алевролитов, лёсса и лёссовидных пород) ничего точного об их минеральном составе без лабораторного изучения сказать нельзя. В поле без специального шлихового анализа невозможно определить количество и состав тяжелой фракции пород, часто имеющих важное генетическое значение, не говоря уже о практической роли (выявление ценных россыпных компонентов). Немногое можно выяснить в поле относительно минерального состава глинистых пород или глинистой составляющей любых других пород и т. д.

При полноценном фациальном (генетическом) анализе, кроме полевых исследований, необходимо применение разностороннего комплекса лабораторных работ. Только путем сопоставления и критического анализа данных полевых исследований с результатами лабораторного изучения пород (или осадков) можно получить достаточно обоснованные генетические выводы, т. е. информацию о всех сторонах физико-географической обстановки, в которой происходило накопление соответствующих отложений.

В настоящем пособии рассмотрено именно это звено фациального анализа — лабораторные исследования. Но нельзя сводить фациальный анализ только к лабораторному изучению, так же как нельзя ограничиваться только данными полевых наблюдений. В руководстве наибольшее внимание уделено лабораторным исследованиям, не требующим сложной специальной аппаратуры.

Генетический анализ применяется при изучении современных осадков и осадочных толщ геологического прошлого. Для его осуществления необходимо знание основ науки об осадочных породах — литологии, которые рассматриваются в специальных курсах. Ниже будут даны лишь основные фактические сведения, лежащие в основе литологии. Прежде всего это касается генезиса и классификации осадков и осадочных пород.

Происхождение (генезис) осадочной породы охватывает разнообразный и сложный комплекс процессов, растягивающихся обычно на длительный отрезок времени — на многие миллионы лет. В общем виде эти процессы можно разделить на следующие пять этапов: мобилизация вещества (выветривание, вулканическая деятельность) — перенос — накопление — диагенез — катагенез (эпигенез).

Из всех стадий наиболее характерной является третья, а именно накопление. Оно происходит в самых разнообразных физико-географических обстановках, и в эту стадию осадки и породы обычно приобретают свои наиболее характерные черты. Часто под генезисом осадка или породы понимают как раз физико-географические условия ее образования.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Различия в условиях образования определяют многие важные свойства пород, в том числе и имеющие практическое значение (например, основной минеральный состав, количество и состав примесей, мощность слоев и их выдержанность на площади). Поэтому правильное выяснение генезиса осадочных пород — задача важная не только в теоретическом, но и в практическом отношении. Для этого нужно точно использовать прежде всего то, что дают сами осадочные породы, т. е. их генетические признаки.

Таблица 1

Генетические признаки, изучаемые при восстановлении обстановок осадконакопления

Генетические признаки			разрез
породы			
петрографические	палеонтологические	физико-химические	вертикальные и латеральные переходы
1. Структура (форма и размер зерен, сортировка) 2. Текстура (слоистость и др.) 3. Минерально-петрографический состав 4. Цемент (состав и тип цементации) 5. Конкреции (состав, форма, распределение)	1) состав органических остатков (животных и растительных) 2) сохранность 3) распределение и количество 4) условия обитания и захоронения	1) цвет 2) пористость и др. 3) состав поглощенного комплекса 4) другие физические и химические особенности	1) строение разреза (макротекстуры, характер чередования слоев, ритмичность и др.); 2) мощность слоев и ее изменения на площади; 3) характер границ раздела между слоями (размыты и др.); 4) знаки на поверхности слоев; 5) условия залегания; 6) боковые границы (характер выклинивания; расщепления и др.); 7) форма слоев в плане; 8) изменение разреза на площади; 9) генетические признаки разреза, замещающего изучаемый

Генетических признаков много, и они объединяются в несколько групп (табл. 1). Необходимо иметь в виду, что для разных групп осадочных пород наиболее существенное значение могут приобретать разные группы признаков. В табл. 1 перечислены не только признаки, связанные с веществом самих пород, но и важные признаки геологических условий залегания, такие как мощность слоев, их выдержанность на площади, переходы в подстилающие и покрывающие отложения, характер поверхности напластования, строение вертикального разреза пород, в частности ритмическая слоистость. Все эти признаки можно наблюдать только во время полевой работы, непосредственно на обнажении или в горных выработках.

### Петрографические признаки

Петрографические признаки связаны непосредственно с литологическими особенностями пород, которые большей частью требуют лабораторных исследований. Вместе с тем нужно отметить, что по всем без исключения признакам этой группы могут и должны быть получены сведения в период полевых работ, большей частью приблизительные, нуждающиеся в лабораторном уточнении и обосновании.

Структурные признаки включают форму и размер зерен, слагающих породу, а также оценку степени сортировки материала<sup>1</sup>. Наибольшее значение эта группа признаков имеет для обломочных пород. Генетическое значение структурных признаков столь велико, что некоторые исследователи придают им решающее значение для оценки обстановки осадконакопления.

Текстуры, под которыми понимают расположение частиц в породе, имеют важное генетическое значение для всех групп осадочных пород<sup>2</sup>. Как уже отмечалось, слоистость — главный текстурный признак осадочных пород — может быть наиболее полно изучена в полевых условиях. Если породы рыхлые, сыпучие, то по лабораторным образцам о текстуре вообще ничего сказать нельзя. Правда, здесь приходит на помощь метод приготовления «пленочных монолитов», заключающийся в том, что свежезачищенную вертикальную стенку обнажения покрывают быстро застывающим прозрачным лаком, который, слегка впитываясь в породу, закрепляет ее вместе со всеми присущими ей текстурами. Затем получившуюся лаковую пленку вместе с прилипшим к ней тонким слоем породы отделяют от стенки обнажения, переносят на твердую подложку (например, на лист картона, к которому прикрепляют с помощью того же лака). Полученные таким образом монолиты доставляют в лабораторию, где текстуру породы можно изучить любым доступным способом.

<sup>1</sup> На английском языке под структурой (structure) понимают слоистость и другие признаки, называемые у нас текстурными.

<sup>2</sup> На английском языке под текстурой (texture) понимают форму и размер частиц породы, т. е. структуру на русском языке.

Мелкие текстурные признаки такие, как косая слоистость и поверхности размывов, оползневые нарушения горизонтальной слоистости, следы деятельности илюядных организмов, отпечатки на поверхности слоев и т. д., можно изучать в лаборатории по отдельным образцам. При этом желательно, чтобы эти образцы были в поле ориентированы не только «верх — низ», но и по странам света.

Петрографический и минеральный состав непосредственно связан с условиями образования пород. В самом деле, все основные генетические группы пород ясно различаются между собой по составу. В пределах каждой из основных групп более дробное генетическое разделение также часто осуществляется на основании изменения минерального (или петрографического в случае грубообломочных пород) состава.

Цемент образуется в осадочных породах при диагенезе или катагенезе, при этом он может подвергнуться дальнейшим изменениям в более поздние стадии. Поэтому генетическое его значение особенно велико для понимания именно этих, завершающих стадий осадочного породообразования.

Конкреции, как и цемент, связанные с диагенетической и в меньшей мере катагенетической стадиями, отражают среду постседиментационных преобразований, в основном ее химические условия и происходившие в ней процессы. Иногда с этими процессами связано образование полезных ископаемых (фосфоритов, железа, меди, марганца, свинца и др.). Поэтому исследование конкреций имеет прямое практическое значение.

### **Палеонтологические признаки**

Состав органических остатков в породе — очень важный генетический признак. Нередко сам факт присутствия обильных остатков организмов той или иной группы уже позволяет однозначно решить вопрос о некоторых чертах условий образования данной породы. Например, остатки обильной морской фауны свидетельствуют о морском происхождении вмещающей их породы.

Сохранность органических остатков проясняет условия образования соответствующих отложений. Так, обильный ракушечный детрит показывает, что его накопление происходило в очень подвижной, вероятно, мелководной среде и т. д.

Распределение органических остатков свидетельствует о постоянстве или, наоборот, об изменчивости условий осадконакопления. В первом случае характерно более или менее равномерное распределение остатков в породе, а во втором — неравномерное. Например, приуроченность к определенным прослоям.

Условия обитания и захоронения органических остатков выявляются при наблюдении за особенностями соотношений этих остатков с вмещающими их отложениями. Все эти наблюдения проводятся в поле. В лабораторных условиях обычно

можно получить лишь некоторые дополнительные и уточняющие данные и то при условии, что сбор органических остатков произведен совместно с тщательным отбором вмещающих их пород. Особенно помогают в этом отношении крупные образцы — шtuфы, взятые в местах обильного скопления органических остатков, так что в одном образце оказываются и вмещающие породы, и заключенные в ней остатки фауны или флоры.

### **Физические и химические признаки**

Общий химический состав породы дает полезные сведения, особенно для группы хемогенных и биохемогенных пород. Для солей и конкреций химический состав часто главный признак для выяснения деталей их минерального состава. Для глинистых пород химический анализ также помогает разобраться в особенностях их минералогии, а следовательно, и в генезисе.

Состав поглощенного комплекса имеет важное генетическое значение для пород группы глин. По нему некоторые исследователи делают заключения о морском, континентальном или солоноватоводном происхождении пород. Вероятно, что диагенетические процессы оказывают на состав поглощенного комплекса заметное влияние.

Другие химические особенности, под которыми понимается состав изоморфных примесей к породообразующим минералам химического или биохимического происхождения, детали состава отдельных характерных аутигенных минералов (например, глауконита, сидерита), изотопный состав тех или иных минералов и остатков раковин организмов, определение содержания редких элементов, брома, бора, йода и вычисление некоторых коэффициентов, — все эти исследования в некоторых случаях помогают в генетическом исследовании осадочных пород.

Физические признаки пород — цвет, пористость, прочность, проницаемость и другие — также иногда оказываются полезными при выяснении генезиса породы. Некоторые из этих признаков непосредственно с генезисом и не связаны, но, будучи вызваны литологическими особенностями пород (например, пористость связана с первичной укладкой зерен и их сортировкой, с одной стороны, и диагенетическими и катагенетическими процессами в породе — с другой), помогают расшифровке генезиса породы.

Итак, рассмотренные выше генетические признаки не равноценны для разных групп пород. Например, для обломочных пород очень существенны структурные признаки, а химический состав менее важен. Наоборот, в солях роль структурных признаков уступает значению химического состава и деталей его распределения в разных участках породы. Поэтому в последующих главах лабораторное изучение изложено применительно к отдельным группам пород, а наиболее важные для этих групп генетические признаки разбираются подробнее.

## ОСАДКИ И ПОРОДЫ, ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Различие между осадками и осадочными горными породами в основном заключается во времени их образования: осадки накапливаются в настоящее время на дне водоемов или на поверхности суши, они еще не закончили своего формирования и не покрыты сверху слоями более молодого возраста. Формирование осадочной породы уже закончилось, обычно она перекрыта слоями более поздних накоплений. Что же касается вещественного состава осадков и пород, то большей частью они очень сходны, поэтому обычно применяется одна и та же исходная классификация. Разница лишь в том, что осадки — рыхлые и влажные (если накапливаются под водой), а породы — часто крепкие, сцементированные. Процессы, определяющие превращение осадка в породу, называются диагенетическими. Наиболее характерны для диагенеза цементация, образование конкреций, перекристаллизация, обезвоживание, уплотнение. Для рыхлых осадков и сцементированных пород употребляется разная номенклатура (при общей или очень близкой классификации). Например, рыхлые — песок, глинистый ил, известковый ил, соответственно цементированные — песчаник, глина, известняк.

Современные осадки имеют особенно важное значение для генетического (фациального) анализа. В них можно непосредственно изучать как сами осадки, так и обстановку, в которой они образовались. Для ископаемых пород обстановку накопления приходится восстанавливать по сохранившимся в породе генетическим признакам. При этом производится сравнение с современными аналогами.

Классифицируют осадки и осадочные породы прежде всего по генетическому признаку (по происхождению). Так, выделяются следующие основные группы: 1) обломочные, 2) глинистые, 3) биохимические и 4) химические. Каждая группа, в свою очередь, делится на более дробные подразделения. Иногда встречаются породы смешанные, в которых трудно определить преобладающую составную часть. Например, обломочный материал бывает в смеси с глинистым или глинистый в смеси с биогенным и т. д. Это вызывает необходимость введения в классификацию количественного показателя. Для отнесения породы к одной из названных групп требуется, чтобы соответствующий основной компонент в ней явно преобладал и составлял не менее 50% всей породы. Если ни один компонент не достигает 50%, породу называют смешанной.

## ОСАДКИ И ПОРОДЫ ОБЛОМОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Обломочными называют породы, состоящие больше чем на 50% из обломков пород или минералов. Их делят на собственно обломочные и вулканогенно-обломочные (пирокластические).

Первые состоят из обломков горных пород и минералов и представляют собой в основном продукт физического выветривания. Обычно обломки переносятся поверхностными агентами (водой, ветром, склоновыми процессами) на то или иное расстояние, но могут находиться и на месте своего первоначального образования (обломочный элювий).

Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы представляют собой продукты вулканических извержений, синхронных накоплению-осадка, соответственно не прошедших стадию выветривания. Дальнейшее разделение обломочных пород производится по разным признакам.

### СОБСТВЕННО ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Разделение этих пород осуществляется по размеру обломков и характеру окатанности, минеральному составу и степени цементации. В табл. 2 приведена наиболее распространенная классификация и связанная с нею номенклатура (наименование) пород. Существуют и другие схемы, где приняты иные границы между выделяемыми подразделениями. Вызваны эти различия главным образом тем, что классификации по крупности обломков имеют условный характер, поскольку в природе любые классы крупности связаны между собой постепенными переходами. Разнообразии классификаций вызывает необходимость указывать при пользовании любой из них, какая схема принята в данном случае.

По степени окатанности обломков классифицируются только крупнообломочные разновидности пород. В песчаниках и в более мелкозернистых породах окатанность зерен невооруженным глазом практически неопределима и поэтому не отражается в номенклатуре.

По минеральному и петрографическому составу обломков выделяют следующие породы:

- 1) мономинеральные — состоят целиком (или почти целиком) из одного минерала. Редкая группа;
- 2) олигомиктовые — имеют в своем составе один ясно преобладающий компонент. Обычно таковым

являются зерна кварца. Одна из наиболее распространенных групп, особенно в платформенных условиях;

- 3) мезомиктовые — имеют относительно преобладающий компонент, который обычно не достигает 50% от общего количества обломков;
- 4) полимиктовые — не имеют отчетливо выраженной преобладающей составной части. Весьма распространенная группа пород, особенно для складчатых областей и краевых и внутренних прогибов геосинклиналей.

Из всех групп наиболее сложные по составу полимиктовые породы. Предложено много их классификаций. Авторы рекомендуют

Таблица 2

Классификация обломочных пород по гранулометрическому составу

Диаметр, см	Грубообломочные породы			
	рыхлые		сцементированные	
	окатанные	неокатанные	окатанные	неокатанные
> 20	валуны	глыбы	конгломерат валунный	брекчия глыбовая
20—10	галька крупная	щебень крупный	конгломерат крупногалечный	брекчия крупная
10—5	галька средняя	щебень средний	конгломерат среднегалечный	брекчия средняя
5—1	галька мелкая	щебень мелкий	конгломерат мелкогалечный	брекчия мелкая
1—0,5	гравий крупный	дресва крупная	гравелит крупнозернистый	дресвяник крупнозернистый
0,5—0,2	гравий мелкий	дресва мелкая	гравелит мелкозернистый	дресвяник мелкозернистый
Диаметр, мм	Средне-мелкообломочные породы			
	рыхлые		сцементированные	
2—1	песок грубозернистый		песчаник грубозернистый	
1—0,05	песок крупнозернистый		песчаник крупнозернистый	
0,5—0,25	песок среднезернистый		песчаник среднезернистый	
0,25—0,1	песок мелкозернистый		песчаник мелкозернистый	
0,1—0,05	песок тонкозернистый		песчаник тонкозернистый	
0,05—0,005	алеврит*		алевролит	
< 0,005	пелит (глина)		аргиллит	

\* Часто алевритовую фракцию подразделяют на крупный алеврит с размерами частиц 0,05—0,01 мм и мелкий: 0,01—0,005 мм.

относительно простую схему разделения на аркозы и граувакки. Аркозами называют обломочные породы, состоящие из продуктов

разрушения интрузивных пород кислого состава: гранитов, кварцевых диоритов и других, а также гнейсов. Соответственно в составе обломков таких пород присутствуют либо обломки самих материнских пород, либо слагающие их минералы: кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы и цветные минералы — слюды, роговая обманка (немного) и другие в подчиненном количестве. Граувакками называют обломочные породы, состоящие из разнообразного материала: это могут быть обломки основных интрузивных пород и разнообразных эффузивов, а также слагающие

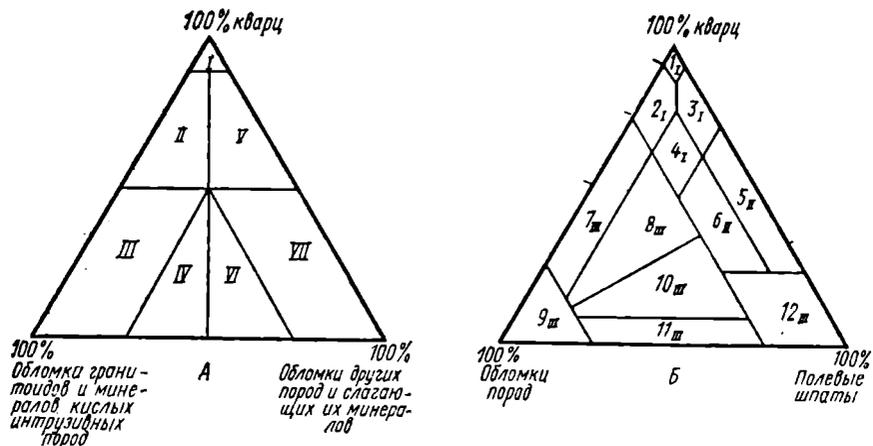


Рис. 1. Классификация обломочных пород по минерально-петрографическому составу.

А — по Г. Ф. Крашенинникову: I — кварцевые, II — субаркозовые, III — аркозовые, IV — граувакко-аркозовые, V — субграувакковые, VI — аркозо-граувакковые, VII — граувакковые;

Б — по В. Д. Шутову. Кварцевая группа: I<sub>I</sub> — мономиктовые кварцевые, 2<sub>I</sub> — кремнекласито-кварцевые, 3<sub>I</sub> — полевошпат-кварцевые, 4<sub>I</sub> — мезомиктовые кварцевые. Аркозовая группа: 5<sub>II</sub> — собственно аркозы, 6<sub>II</sub> — граувакковые аркозы. Граувакковая группа (граувакки): 7<sub>III</sub> — кварцевые, 8<sub>III</sub> — полевошпат-кварцевые, 9<sub>III</sub> — собственно граувакки, 10<sub>III</sub> — кварц-полевошпатовые, 11<sub>III</sub> — полевошпатовые, 12<sub>III</sub> — породы не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления)

их минералы, обломки метаморфических пород самого различного состава, могут присутствовать и обломки осадочных пород. Если в граувакках удастся обнаружить относительно преобладающий компонент, то их называют по этому компоненту (по преобладанию обломков порфиринов — порфириновыми граувакками и т. д.).

Для правильной и единообразной номенклатуры обломочных пород по вещественному составу важно ввести количественные элементы. Существуют разнообразные схемы. Количественные критерии для отнесения обломочной породы к одной из групп изображены на треугольной диаграмме (рис. 1).

Важным признаком сцементированной обломочной породы служат состав и тип цемента. Наиболее распространенные цементы обломочных пород — глинистый, карбонатный, кремнистый, железистый, фосфатный, глауконитовый и другие, а также смешанный, состоящий из двух или нескольких компонентов. По типу цементации обломочные породы различаются главным образом количеством цементирующего вещества: существуют все переходы от обильного цемента, где его количество не уступает количеству обломков (базальные типы цемента), до пород, где обломочные зерна тесно соприкасаются под действием молекулярных и межатомных сил (бесцементные контакты). В классификациях американских авторов количество глинистой примеси — «матрикса» определяет название породы.

### **ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ (ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ) ПОРОДЫ**

Пирокластические породы, образующиеся в результате вулканических извержений, широко распространены в областях современной и древней вулканической деятельности, где слагают толщи в сотни, а иногда и свыше 1000 м мощностью. Однако известны случаи, когда прослой вулканического пепла накапливались за сотни километров от очагов вулканических извержений.

Существуют породы, переходные от лав к пирокластическим. Сюда относятся первичносплавленные и спекшиеся породы обломочной структуры: кластические лавы (кластолавы), кимберлиты, игнимбриты и спекшиеся туфы. Собственно пирокластические породы образуются главным образом из раскаленных продуктов вулканических взрывов, сопровождающих большинство извержений. Их делят по количеству вулканогенного материала и по крепости (цементированности). Рыхлые породы с содержанием вулканогенного материала более 90% называют тефрами, а сцементированные — туфами. Кроме того, выделяют тефроиды — породы, состоящие из окатанных вулканогенных обломков, окатывание которых происходило одновременно с накоплением.

В тефроидах и туфах может присутствовать заметная примесь материала не вулканического, что сближает их со следующей группой пород, а именно туффитов. Туффиты — обломочные породы, в которых вулканогенный материал присутствует в количестве 10—90%. В этом диапазоне выделяют группу пород, где вулканогенный материал преобладает (50—90%). Эти породы называют ортотуффитами. Если же вулканогенного материала 10—50%, то породы называют паратуффитами. На практике нередко трудно отличить вулканический обломочный материал, синхронный извержению, от перемытого более древнего осадочного материала, в том числе и от продуктов древних извержений. Поэтому иногда геологи, работающие в областях активного вулканизма, не дают различия орто- и паратуффитов и даже не выделяют туффиты. Однако в других случаях такое разделение возможно и вполне обоснованно.

Дальнейшее разделение пирокластических пород осуществляется по крупности обломков, т. е. по признаку, используемому и для других групп обломочных пород. Поэтому целесообразно использовать для классификации те же размеры обломков и номенклатуру, как для обычных обломочных пород (см. табл. 2). Это удается сделать лишь частично, так как в практике изучения вулканогенно-обломочных пород для некоторых их групп давно укоренились специальные названия, которые нет необходимости изменять, например «агломерат», «вулканические бомбы», «лапилли» и др. Что касается формы обломков, то они гораздо чаще, чем в собственно обломочных породах, бывают угловатыми, так как вулканический материал в основной массе накапливается вблизи места извержения, где достигает наибольшей мощности. Там особенно широко распространены различные вулканические брекчии. Впрочем, соотношения формы обломков пирокластического происхождения с их размером и дальностью переноса связаны довольно сложными и специфическими соотношениями.

Классификация и номенклатура пирокластических пород (табл. 3) составлены с учетом всех приведенных выше данных.

Что касается состава пирокластического материала, то он зависит от лавы, из которой образовался. Основным показателем состава лав служит содержание в них кремнезема, и по этому показателю, как и интрузивные породы, их делят на ряд групп от ультраосновных (кремнезема 30—40%) до кислых (кремнезема 64—78%). Каждой из групп соответствующих пород с учетом содержания щелочей присвоено особое название, которое следует использовать и при классификации пирокластических пород.

Осадки и породы обломочного происхождения, являющиеся продуктами механической осадочной дифференциации, наиболее тесно связаны с областями сноса, что имеет большое значение при палеогеографических реконструкциях. Вблизи областей сноса концентрируются наиболее грубые разности обломочного материала, тогда как его тонкие фракции могут быть отнесены на многие сотни километров, так что проследить их связь с областями питания трудно. При переносе в результате разрушения менее стойких компонентов происходит не только измельчение обломочного материала, но и изменение формы обломков и их минерально-петрографического состава. Например, обломки эффузивов могут быть измельчены до зерен, представленных минералами (плагноклазами, роговыми обманками и т. д.), а они, в свою очередь, могут быть замещены новообразованными каолинитом, хлоритом, карбонатами. Кроме того, в бассейне седиментации да и при переносе к обломочному материалу могут примешиваться продукты химической дифференциации, что должно приниматься во внимание при расшифровке палеогеографической обстановки и восстановлении характера областей сноса.

Наиболее сложна работа по выяснению генезиса обломочных пород, претерпевших значительные катагенетические преобразова-

ния, когда не только структура породы, но и ее состав сильно изменились в результате постседиментационного минералообразования.

Для восстановления генетической принадлежности обломочных пород необходимо их тщательное и всестороннее изучение, опирающееся на детальное полевое описание и лабораторные исследования. Последние включают кроме макроскопического описания осадка или породы изучение их структуры гранулометрическим

Таблица 3

**Классификация и номенклатура рыхлых и цементированных пирокластических пород**

**I. Первичносплавленные и спекшиеся:**

1. Кластические лавы (кластолавы) и лавокласты;
2. Кимберлиты;
3. Игнимбриты;
4. Спекшиеся туфы.

**II. Собственно пирокластические (вулканического материала > 90%)**

Размер преобладающих обломков	Рыхлые (тефры)		Цементированные (вулканические туфы)				
Самый разный (не сортированный материал)	агломерат		агломератовый туф				
Крупнее 20 см	вулканические глыбы вулканические валуны (валунные бомбы)		глыбовый туф валунный туф (крупнобомбовый туф)				
20—2 см	вулканический щебень вулканические гальки (бомбы)		вулканическая брекчия бомбовый туф				
2 см—2 мм	лапилли		лапиллиевый туф				
2—0,05 мм	вулканический пепел	вулканический песок		пепловый туф	мелкообломочный туф		
0,05—0,005 мм		вулканическая пыль	вулканический алеврит		пылеватый туф	тонкообломочный туф	
Мельче 0,005 мм			вулканический пелит			пелитовый туф	

**III. Туффиты\*** (вулканического материала 10—90%):

1. Ортотуффиты (вулканического материала 90—50%);
2. Паратуффиты (вулканического материала 50—10%).

\* Дробные подразделения туффитов даются по размеру преобладающих обломков.

анализом с последующим исследованием формы зерен под бинокляром, а для крепко сцементированных пород — изучение их структурных признаков в прозрачных шлифах под микроскопом. В дальнейшем проводятся минерально-петрографические исследования фракций гранулометрического анализа под бинокляром, а также тяжелой фракции, получаемой путем деления в жидкостях с большим удельным весом. Для сцементированных обломочных пород изучение минерально-петрографического состава проводится в шлифах.

Кроме того, при макро- и микроскопических исследованиях большое внимание следует уделять текстурным особенностям породы (некоторые распространенные типы слоистости приведены на рис. 2 и 3), а также характеру и расположению органических остатков и включений. Только всестороннее исследование генетических признаков пород и осадков позволит наиболее обоснованно судить о их генетической принадлежности.

### **МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ**

Макроскопическое изучение образцов начинается собственно лабораторные исследования, помогая правильно подобрать методу исследований и способов подготовки к ним образца. При этом могут быть выявлены неоднородности в распределении компонентов породы (изменение крупности терригенного материала, характер слоистости, распределение органических остатков и др.), которые не найдут своего отражения в шлифах или навесках для анализов.

При макроскопическом описании после названия породы обычно фиксируются ее цвет, структура, текстура, минеральный состав обломков (зерен) и цемента, крепость породы и ее пористость, включения и вторичные изменения. Например, песчаник серый, мелкозернистый, полимиктовый с многочисленными черными глинисто-алевролитовыми линзочками (длиной 5—8 мм), подчеркивающими тонкую горизонтальную слоистость. В песчанике присутствуют редкие обломки органического происхождения (возможно, обломки брахиопод) 1—2 см в длину, располагающиеся по слоистости. Порода свежая, вторичных изменений не замечено.

Придерживаться определенной схемы в описании пород и осадков необходимо, поскольку это облегчает сравнение многочисленных описаний и позволяет легко группировать их по литологическим признакам.

### **ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ**

Гранулометрический анализ, характеризующий распределение в породе частиц разного размера (структура породы), кроме уточнения некоторых физических свойств породы или осадка позволяет делать выводы относительно условий отложения, так как на гранулометрическом составе отражаются изменения динамики

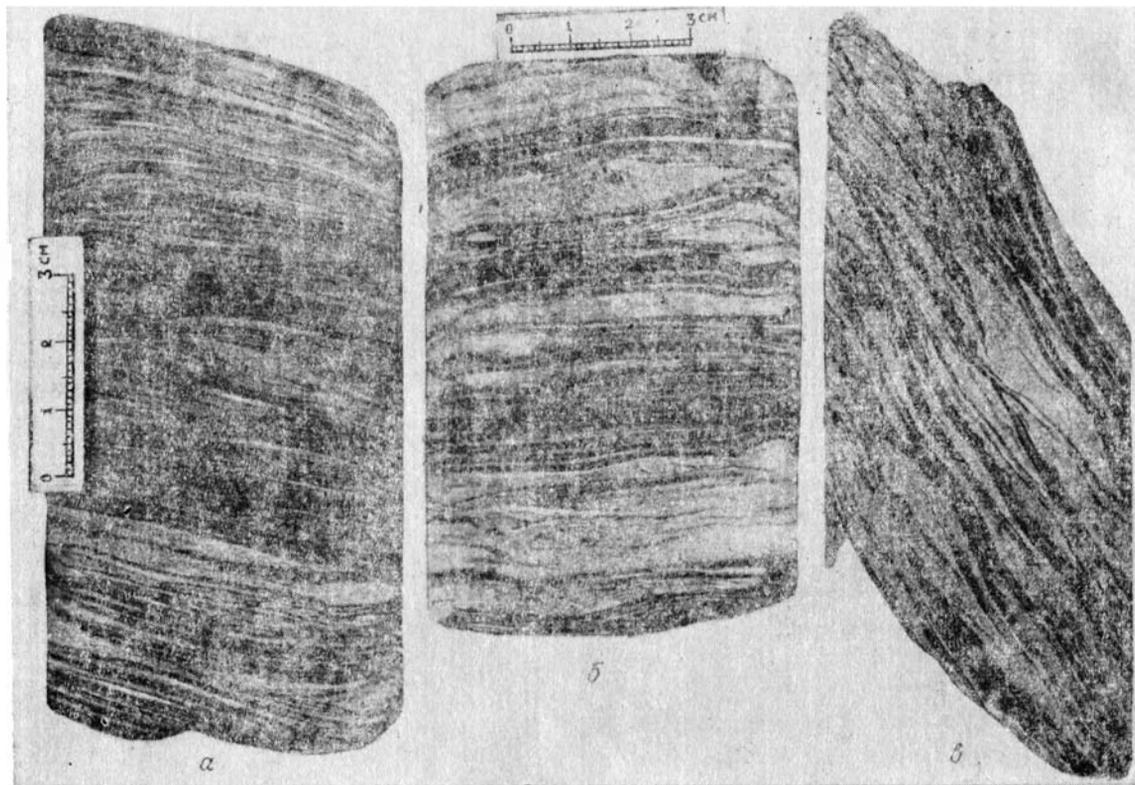


Рис. 2. Типы слоистости песчаных и глинисто-алевритовых пород (фото керна верхнепалеозойских угленосных отложений Кузнецкого бассейна):  
а — тонкая горизонтальная; б — горизонтальная с элементами косой; в — косоволнистая прерывистая



*a*



*b*



*c*



*d*

среды. Разделение породы на фракции также необходимая предпосылка для дальнейшего ее исследования (минералогический, термический и другие анализы).

Гранулометрический анализ применяется для изучения рыхлых обломочных пород, глин, нерастворимых остатков карбонатных пород, а также современных осадков.

Методы этого анализа применяются в соответствии с размерами зерен обломочной составляющей породы или осадка. Выделяют три группы методов анализа, основанные:

1) на разделении зерен просеиванием через сита с постепенно уменьшающимися отверстиями;

2) на измерении величины каждого из зерен с последующим подсчетом их различной размерности;

3) на разделении зерен в зависимости от скорости падения в спокойной или движущейся воде.

Первая группа методов применяется в основном для грубообломочных и песчаных пород, вторая — для осадков и пород песчаной и алевритовой размерности, третья используется в основном для разделения алевритовых и глинистых частиц.

Для крепко сцементированных пород применение методов ситового анализа и разделение в воде затруднено, а иногда и невозможно. Только чистые пески могут быть подвергнуты ситовому анализу без соответствующей подготовки; пески же, содержащие значительное количество алевритовых и глинистых частиц, а также сцементированные обломочные породы нуждаются в предварительной подготовке к анализу.

Способы подготовки зависят от характера породы. Предварительный ее осмотр должен подсказать не только размер навески и выбор метода гранулометрического анализа, но и способ подготовки к нему образца. Необходимо, чтобы порода была полностью дезагрегирована, т. е. приведена по возможности в то состояние, которое имела при осаждении. Для этого применяют следующие способы: 1) кипячение в воде; 2) обработка кислотами и щелочами; 3) механическое растирание; 4) встряхивание в воде; 5) использование ультразвукового диспергатора.

### Способы дезагрегации рыхлых пород

Кипячение в воде — наиболее широко распространенный способ подготовки породы к анализу, так как почти не встречается пород, в которых не наблюдается налипание пылеватых частиц на более крупные. Дезагрегация навески (50 или 100 г в за-

---

Рис. 3. Текстуры глинисто-алевритовых и песчаных пород (фото зерна верхнепалеозойских угленосных отложений Кузнецкого бассейна): а — взмучивание с мелким размывом в основании песчаной линзы; б — глинистые линзочки, грубый детрит в нечетко слонстом песчанике; в — нечеткая слонстость в песчанике за счет углисто-глинистых линзочек; г — текстура оползания (диаметр зерна 6 см)

зависимости от крупности) кипячением дает в этих случаях достаточно хорошие результаты. Перед кипячением фракция крупнее 5 мм должна быть отделена предварительным просеиванием или ручным отбором.

Кипячение обычно производят в конической колбе на 200—500 мл с обратным холодильником или в колбе, закрытой резиновой пробкой, в которую вставлена стеклянная трубка, наружный конец ее обернут мокрой бумагой или ватой (трубка играет роль холодильника). Внутренний конец трубки не должен выступать за пределы пробки, тогда вода из нее будет равномерно стекать по стенкам колбы и смывать прилипшие частицы породы. Кипятят в течение 1 ч, и кипячение не должно быть бурным.

**Растирание.** Разрушение агрегатов пылеватых частиц и удаление прилипших частиц с более крупных зерен может быть достигнуто растиранием породы резиновым пестиком, пробкой или даже пальцами в фарфоровой чашке с небольшим количеством воды. После растирания в чашку доливают воду. Прилипшие к пестик, пальцам или пробке частицы смывают водой из промывалки в чашку, дают суспензии постоять (примерно 2 мин при слое воды в 2 см), чтобы песчаные и алевритовые частицы успели осесть. Оставшиеся во взвешенном состоянии алевритовые и глинистые частицы вместе с водой осторожно сливают в батарейный стакан (емкостью 1—3 л и больше или другие стеклянные сосуды нужной емкости). Растирание с последующим удалением алевритовой и глинистой фракции продолжают до полного просветления воды в чашке.

**Встряхивание в воде.** Навеску сыпают в банку, заливают водой (2/3 объема банки), плотно закрывают пробкой и помещают в гнездо установки для встряхивания эмульсий. На этой установке банке придается качание, агрегаты частиц породы в воде ударяются друг о друга и о стенки банки и разрушаются. В зависимости от крепости глинистых агрегатов определяют продолжительность встряхивания, иногда оно продолжается 6—8 ч.

В настоящее время для дезагрегации не только рыхлых, но и цементированных пород применяют обработку ультразвуком, что позволяет не только дезагрегировать породу, но и очищать поверхность зерен.

Единичные агрегаты глинистых частиц могут быть растерты в сухом состоянии простым раздавливанием палочкой с резиновым наконечником или пальцем.

### **Способы дезагрегации цементированных пород**

В зависимости от состава цемента обломочной породы применяют различные способы ее предварительной обработки.

**Удаление карбонатного цемента.** Для удаления кальцитового цемента порода обрабатывается соляной кислотой. Образец предварительно дробится на кусочки размером до 1 мм. Берется навеска в 50—100 г и в химическом стакане заливается

5%-ной или 10%-ной HCl в случае кварцевых песчаников. Соляная кислота приливается небольшими порциями по стеклянной палочке во избежание бурного вскипания и выбрасывания из стакана. Растворение ведется в вытяжном шкафу. Пробу следует перемешивать палочкой. Растворение можно считать окончанным, когда при приливании новой порции HCl выделение пузырьков газа не возобновляется. Удаление доломитового цемента производится аналогично, но при кипячении.

При растворении карбонатного цемента 10%-ной HCl разрушаются почти все минералы группы апатита и частично глинистые, что искажает результаты гранулометрического состава. Если эти минералы необходимо сохранить, навеска заливается 2%-ной HCl, но время обработки при этом значительно возрастает. Обломочные зерна кальцита не сохраняются и в этом случае.

Удаление железистого цемента. Разрушение железистого цемента значительно труднее, при этом применяется:

1) обработка предварительно измельченной породы 10%-ной HCl при нагревании до 70—80° С в течение 2—3 ч;

2) кипячение породы в 10%-ной царской водке с последующей ее обработкой в течение 20 мин, 5%-ным раствором едкой щелочи (метод А. В. Казакова).

При применении первого способа разрушаются в основном неустойчивые минералы (apatит, флюорит и некоторые рудные), наиболее распространенные породообразующие и акцессорные минералы изменений не испытывают. Второй способ дает наиболее полное разрушение железистого цемента, но при этом разрушаются почти все минералы, кроме кварца. Поэтому «кварцевый метод» может быть рекомендован только для платформенных песчано-алевритовых пород, состоящих преимущественно из кварца.

Удаление пирита. Для удаления аутигенного пирита, мешающего выполнению гранулометрического анализа, породу следует обрабатывать 5—7%-ной азотной кислотой при нагревании до температуры 70—80° С в течение 2—3 ч или 10%-ной азотной кислотой при комнатной температуре в течение 24 ч. Кроме пирита в этих случаях разрушаются флогопит, апатит, флюорит; основные породообразующие и акцессорные минералы не изменяются. После дезагрегации кислотами и щелочами навеска должна быть промыта водой, перенесена в фарфоровую чашку и доведена в сушильном шкафу до воздушно-сухого состояния. Часто высушивают не всю навеску, а только ее более крупную часть, быстро оседающую на дно чашки, а алевритово-глинистую суспензию осторожно сливают в стакан прибора Сабанина.

Удаление органического вещества. Удаление углистых частиц достигается их окислением, которое производят при нагревании породы с доступом воздуха. Поскольку многие минералы начинают изменяться при 300°, нагревание ведется в муфельной печи при температуре 280—290° в течение 2—3 дней. Можно воспользоваться перекисью водорода. Для этого пробу

в фарфоровой чашке заливают небольшим количеством 3%-ной  $H_2O_2$  при температуре  $60^\circ$ . Чтобы избежать бурного выделения пузырьков газа,  $H_2O_2$  приливают порциями. Углистые частицы, имеющие малую плотность, из песчано-алевритовых пород удаляются флотацией.

Битумы легко удаляются эфиром, ацетоном, хлороформом, бензолом из раздробленной породы в приборе Сокслета, в химическом стакане или колбе. После обработки образец высушивают и берут нужную для гранулометрического анализа навеску.

Удаление кремнистых и кремнисто-глинистых цементов очень затруднено, так как при этом разрушаются основные породобразующие минералы, что приводит к существенному искажению гранулометрического состава породы. Для крепко сцементированных пород поэтому следует применять способы гранулометрического анализа, основанные на измерении в шлифе величины каждого из зерен с последующим подсчетом их по крупности.

### Ситовой анализ

Анализ основан на разделении зерен на отдельные фракции просеиванием через сита с уменьшающимися размерами отверстий. Разделение породы на размерные фракции, не зависящие от плотности частиц, работа с относительно большими навесками,

Таблица 4

Размеры отверстий сит Усманского завода

Меш	Размеры отверстий, мм	Меш	Размеры отверстий, мм
6	3,36	50	0,297
12	1,68	70	0,210
20	0,84	100	0,149
30	0,59	140	0,105
40	0,42	200	0,074
		270	0,053

что уточняет результаты, небольшое количество времени, затрачиваемое на анализ, простота выполнения обеспечивают ситовому анализу широкое применение.

Сита характеризуются размером отверстий или числом меш, т. е. количеством отверстий на дюйме. Последняя единица измерения неудобна, поскольку при одном и том же коли-

честве отверстий на дюйме размеры их могут заметно колебаться.

При ситовом анализе могут применяться различные типы наборов сит, выпускаемых Усманским заводом (ГОСТ 2189-43), размер отверстий сит см. в табл. 4.

Широко распространены наборы сит со следующими размерами отверстий: 10; 5; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 мм. Этот набор наиболее удобен, если в дальнейшем для алевритовых и глинистых фракций проводится разделение гидравлическим методом. Существуют и другие наборы сит, в которых уменьшения размера отверстий равны  $\sqrt{2}$ ,  $\sqrt[4]{2}$  или  $\sqrt[10]{10}$ .

Для анализа песчано-алевритовых пород берется навеска в 50 г, которая отвешивается на технических весах с точностью

до 0,01 г. Для более крупнозернистых пород (крупные и грубые пески с гравием) она увеличивается до 100 г. Для гранулометрического анализа терригенной части карбонатных пород навеска составляет 500—600 г в зависимости от содержания нерастворимого остатка. Взятая навеска должна быть в соответствии со своим составом предварительно подготовлена к анализу. Подготовленную и доведенную до воздушно-сухого состояния пробу высыпают на самое верхнее сито набора (если порода мелкозернистая, верхние сита перед анализом следует снять). Правильность расположения сит в наборе должна быть проверена заранее. Просеивание ведется вручную 20 мин или же на специальном приборе для просеивания — ротапе, где достаточно просеивать 15 мин. На ротапе набору сит придается не только вращательное движение, но и сильное встряхивание. Среди лабораторных приборов для гранулометрического анализа отметим «электромагнитную просеивающую машину» для сухого и мокрого просеивания (размер фракций от 25 до 0,02 мм), а также гравитационный сепаратор (для фракций от 10 до 0,01 мм) и др.

После просеивания следует установить чистоту отсева, для этого вынимают из набора одно из сит с фракцией и встряхивают его над листом бумаги. Если на листе окажется значительное число зерен, то сито ставится на свое место в набор и еще некоторое время проводится встряхивание. Убедившись в чистоте отсева, просеивание можно закончить.

Затем приступают к взвешиванию фракций, оставшихся на каждом сите, на технических весах с точностью до 0,01 г. Взвешенные фракции высыпают в пакетики, указывая на них размер фракции и номер образца. Результаты взвешивания записываются

Таблица 5

Результаты гранулометрического анализа образца

Размер фракции, мм	Масса фракции, г	Содержание фракции, %	Краткая характеристика фракции и примечание

по форме (табл. 5). В тетради результатам анализа предшествует макроскопическое описание образца.

В общих примечаниях в табл. 5 указываются масса взятой навески для ситового анализа и масса отмытой глинистой фракции, количество удаленного карбонатного цемента и др.

После окончания работы сита чистят. Зерна, застрявшие на ситах, удаляются постукиванием по ободу сита. Штампованные сита очищают щеткой, более тонкие сетчатые (латунные, медные, шелковые) — продувают.

Частицы, прошедшие через самое тонкое сито, обычно размером  $< 0,1$  мм (в зависимости от типа набора), подвергаются дальнейшему разделению одним из гидравлических методов, чаще всего методом А. Н. Сабанина.

Ситовой анализ имеет ряд недостатков:

1. Разделение частиц на фракции связано с их формой. Так, листоватые частицы относительно своего объема попадают в более крупную фракцию, некоторое количество удлиненных частиц, упавших на сито короткой стороной, попадает в более мелкую фракцию.

2. Точность разделения в известной мере зависит от продолжительности просеивания.

3. Отверстия сита часто несколько отличаются друг от друга.

4. При износе сит точность рассеивания снижается из-за еще большего искажения размеров отверстий.

5. С увеличением количества угловатых частиц, которое возрастает с уменьшением размера фракций, просеивание затрудняется, то же наблюдается, когда в породе преобладает фракция, по размерам близкая к размерам отверстий сита («трудные фракции»). Скорость просеивания в начале значительно больше, чем в конце. Опыты показали, что точность ситового анализа 0,3—0,5%. Расхождение повторных анализов, выполненных вручную, несколько выше проведенных в ротате (1%).

### **Гидравлические методы**

Гидравлические методы обычно применяются для гранулометрического анализа алевритовых, глинистых, а также песчаных пород, содержащих алевритовую и глинистую примесь. В последнем случае гидравлическому методу предпосылается ситовый анализ для песчаной части породы. Такой комбинированный гранулометрический анализ имеет широкое распространение, хотя входящие в него методы основаны на различных физических принципах, и результаты первой и второй части анализа неоднозначны, но с этим приходится мириться.

Как уже отмечалось, гидравлические методы могут быть основаны на двух основных принципах: 1) отмучивание в спокойной воде; 2) отделение в движущейся воде.

Методов, опирающихся на отмучивание в спокойной воде, несколько. Метод А. Н. Сабанина позволяет концентрировать и получать те или иные фракции по крупности, другие методы только дают материал для расчета их содержания в породе или осадке (методы пипетки, седиментационного цилиндра и др.).

Гидравлические методы с применением отмучивания в спокойной воде основаны на законе Стокса, согласно которому через незначительное время после начала оседания частицы приобретают постоянную скорость падения, зависящую от их размеров, плотности и свойств среды.

Из закона Стокса выводят формулу скорости равномерного

падения шарообразной частицы в среде с вязкостью ( $\eta$ ):

$$V = \frac{2}{9} r^2 \left( \frac{D - D'}{\eta} \right) g,$$

где  $D$  — плотность частицы;  $r$  — радиус частицы;  $D'$  — плотность жидкости;  $g$  — ускорение силы тяжести.

При расчете скорости падения эллипсоидальной частицы вместо коэффициента  $2/9$  вводится коэффициент  $1/7$ .

Как видно из этой формулы, для определенной среды все величины, кроме радиуса частиц, постоянны, следовательно, для этих условий скорость падения зависит только от радиуса частиц (табл. 6):

$$V = Cr^2.$$

Метод А. Н. Сабанина, предложенный еще в 1903 г. для анализа почв, претерпел заметные изменения. В настоящее время при комбинированном анализе отмучивание в спокойной воде приме-

Таблица 6  
Скорости падения частиц с плотностью 2,65 г/см<sup>3</sup>  
(по В. Д. Ломтадзе)

Диаметр частиц, мм	Скорости падения частиц в воде, мм/с при температуре воды, °С		
	10	15	20
0,05	1,727	2,041	2,246
0,01	0,070	0,083	0,091
0,005	0,0173	0,0204	0,0225
0,002	0,0028	0,0033	0,0036
0,001	0,00070	0,00083	0,00091

няется для выделения фракций меньше 0,1 мм (более крупные получают при ситовом анализе), т. е. фракции с размером 0,1—0,05 мм; 0,05—0,01 мм, 0,01—0,005 мм и <0,005 мм. При необходимости может быть проведено и более дробное разделение тонких фракций.

Прибор А. Н. Сабанина для отмучивания состоит из штатива со столиком, на который устанавливается батарейный стакан емкостью не менее 1 л с делениями через 2 см от дна; сифона, укрепленного над столиком и предназначенного для сливания суспензии, стаканов и банок для отстаивания отмытых фракций (рис. 4). Анализ выполняется следующим образом: в стакан прибора, куда уже слита суспензия, полученная при оттирании алевритовых и глинистых частиц в фарфоровой чашке при дезагрегации породы, сыпают фракцию <0,1 мм, собравшуюся на дне набора сит. Выделение мелкоалевритовой фракции размером 0,01—0,005 мм гидравлическими методами требует очень много

времени, так как скорости оседания крайне невелики (см. табл. 6). Поэтому, если нет крайней необходимости в выделении мелкого алеврита, содержание этой фракции в породе определяют пипеточным методом.

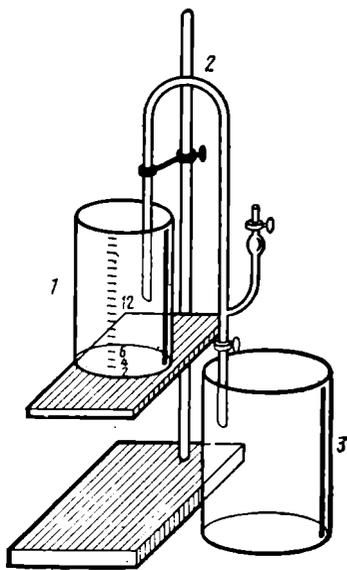


Рис. 4. Прибор А. Н. Сабанина:

1 — градуированный стакан для суспензии; 2 — сифон для сливания суспензии; 3 — батарейный стакан (банка) для сливаемых фракций

Гранулометрический анализ обычно начинают с отделения фракций  $< 0,01$  мм. Для этого в стакан прибора доливают воду до отметки 6, а сифон опускают до отметки 2 (глубина погружения сифона в суспензию должна составлять 4 см), затем стеклянной палочкой взмучивают суспензию, избегая вращательного движения. Дав суспензии спокойной отстояться в течение 8 мин, сифоном сливают верхнюю часть суспензии (4 см) в стакан или банку. По расчету скоростей падения круглых частиц в спокойной воде в сливаемой части суспензии могут оставаться только частицы мельче  $0,01$  мм. Затем в стакан прибора доливается вода и операция повторяется. Отмучивание продолжают до тех пор, пока сливаемая вода практически не будет содержать взвешенных частиц, что определяется ее прозрачностью.

После отмывки фракции  $< 0,01$  мм приспугают к отделению фракции  $0,05$ — $0,01$  мм. Для сливания частиц указанной фракции сифон опускают в стакан прибора до отметки 6, а суспензию разбавляют водой до отметки

12. Через 30 с после взмучивания суспензию сливают. Частицы крупнее  $0,05$  мм в ней отсутствуют, так как скорость их падения близка к  $0,02$  мм/с и они успевают опуститься более чем на 6 см. Эта операция повторяется до практически полной отмывки фракции  $0,05$ — $0,01$  мм. Фракция этого размера, слитая в стакан или банки, отстаивается, затем лишняя вода из них удаляется сифоном, сама фракция смывается в фарфоровую чашечку, на которой указаны номер образца и номер фракции. После удаления избытка воды чашечка ставится в сушильный шкаф.

На дне стакана прибора Сабанина остается фракция  $0,1$ — $0,05$  мм, с которой поступают так же, как и с более мелкой фракцией. После высушивания фракции ( $0,01$ — $0,05$  мм и  $0,005$ — $0,01$  мм) взвешивают на технических весах.

Гидравлический метод Сабанина имеет серьезные недостатки.

Во-первых, физическая основа метода допускает, что плотность частиц одинакова, хотя у разных минералов она существен-

но различается; во-вторых, при сливании воды сифоном возникают токи воды, выносящие более крупные частицы из нижних горизонтов суспензии; в-третьих, зерна, отличные по форме от шара, имеют иные скорости падения. Поэтому ориентировочная точность анализа 2—3%. Результаты записываются в таблицу после данных ситового анализа (см. табл. 5).

Из методов разделения фракций в движущейся воде наиболее известен метод Шене, основанный на том, что при заданной скорости движущейся воды в ней могут удерживаться частицы только меньше какой-то определенной размерности. Прибор состоит из узкой и длинной воронки с загнутым концом или даже системы воронок, сообщающихся между собой. В воронку загружается анализируемая навеска, и через конец воронки подается вода, с определенной скоростью проходящая через нее и выносящая частицы через трубку в верхней части воронки (рис. 5). После удаления наиболее мелких частиц (о чем судят по чистоте сливаемой воды) увеличивают скорость движения воды, и тогда начинает выноситься более крупный материал. Существуют и другие, основанные на разделении в восходящем потоке воды, приборы для гранулометрического анализа, например кинетический отмушватель Эндрюса.

Несмотря на ряд недостатков, метод разделения в движущейся воде имеет большое преимущество, так как позволяет получить большое количество фракций.

### **Гранулометрический анализ цементированных обломочных пород в шлифах**

Гранулометрический анализ цементированных песчаных и алевритовых пород выполняется в шлифах под микроскопом. Для этого по намеченным на шлифе линиям, перпендикулярным слоистости, проводят измерение диаметров 300—500 зерен. Полученные цифры будут заметно занижены по отношению к истинным размерам зерен, так как плоскость шлифа в большинстве случаев разрезает зерна не в максимальном сечении. Соответственно при изучении гранулометрии породы в шлифах будет резко завышено содержание мелких фракций. Для устранения искажения размеров зерен при определении в шлифах на основании теории вероятности следует вводить поправочный коэффициент 1,25 (1,27 по В. Крумбейну). Вопрос о поправочных коэффициентах и в целом методика гранулометрического анализа цементированных пород в шлифах все еще недостаточно разработаны.

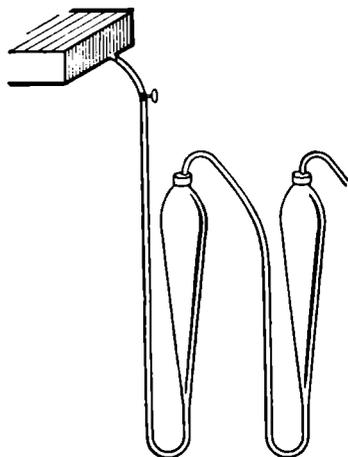


Рис. 5. Прибор Шене для гранулометрического анализа

## Графическое изображение результатов гранулометрического анализа

Поскольку результаты гранулометрических анализов, сведенные в таблице, не дают достаточно наглядного представления о распределении фракций, прибегают к графическим построениям: гистограммам (столбчатых диаграмм), суммарным (кумулятивным) кривым, равносторонним треугольникам и циклограммам (последними изображают гранулометрический состав пород в колонках).

Для изображения результатов одного анализа наглядна столбчатая диаграмма. При ее построении в системе прямоугольных координат по оси абсцисс откладывают отрезки равного размера, а для гистограммы отрезки, отвечающие логарифмам конечных размеров фракций. По оси ординат отражают процентное содержание фракций и строят столбики, отвечающие содержанию каждой фракции. Только для гистограммы, построенной на логарифмическом основании, площади столбиков будут отвечать объему каждой фракции в образце. В диаграммах, построенных на произвольных отрезках, они всегда приближенные. Соединив центры верхней части каждого столбика, получают кривую распределения фракций.

Чаще строят кумулятивные кривые (рис. 6). График строится

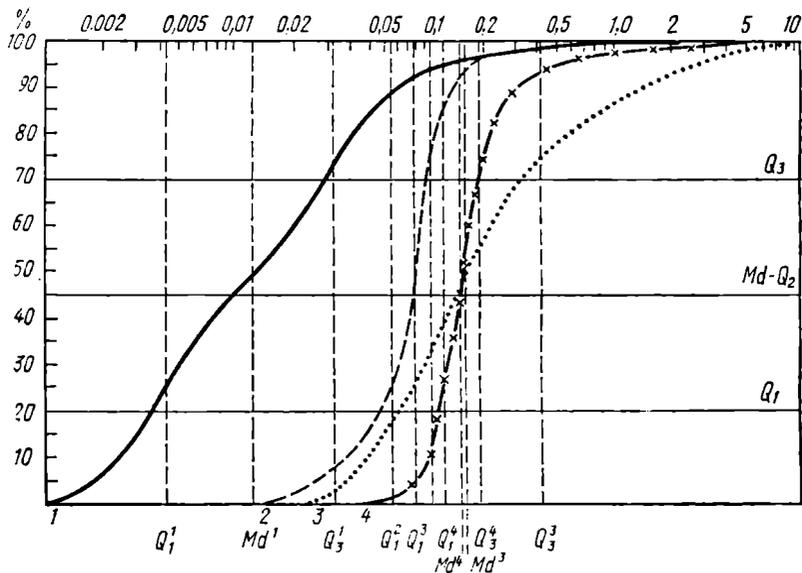


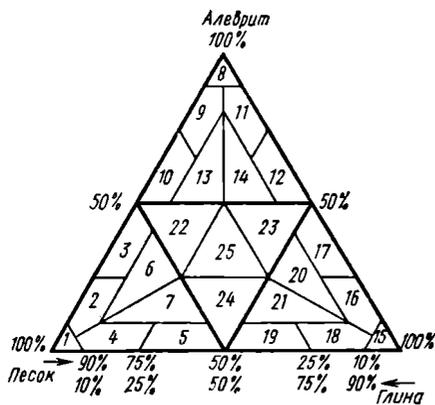
Рис. 6. Кумулятивные кривые:

1 — морская морена, о. Хиддензе; 2 — барханный песок, колодец Динар, Западные Каракумы; 3 — аллювий р. Москвы; 4 — песок, Индийский океан, глубина 32 м;  $Q_1$ ,  $Q_3$  и  $Md$  — квартильные и медианные размеры, определяемые по данному графику; цифры отвечают номеру образца

в системе прямоугольных координат, где по оси абсцисс откладываются отрезки, отвечающие логарифмам конечных размеров фракций, а по оси ординат — процентное содержание (иногда, упрощая построение, по оси абсцисс откладывают отрезки равного размера, но в этом случае нельзя использовать гранулометрические коэффициенты). Кроме того, логарифмы конечных размеров фракций, связанных при гранулометрическом анализе постоянным соотношением, размещаются на графике на одинаковых расстояниях, что обеспечивает его удобные размеры. В начале системы координат откладываются более крупные фракции (иногда — мелкие), процентное содержание самой крупной фракции отмечается точкой против соответствующего основания, содержание последующей фракции суммируется с предыдущей, против основания ее ставится точка. Так же поступают со всеми последующими фракциями, так что в сумме получается 100%. Затем все точки соединяют плавной кривой. Выводы и построения, основанные на этом графике, имеют определенное генетическое значение.

Этот график удобен тем, что на нем можно изобразить результаты большого количества анализов, легко сравнимых между собой, судить о гранулометрическом составе породы или осадка в целом, а также и о содержании отдельных фракций.

Для приближенного изображения результатов массовых анализов удобен метод равностороннего треугольника<sup>3</sup>. В треугольнике каждая из вершин отвечает 100%-ному содержанию компо-



1 — песок чистый, 2 — слабоалевритистый, 3 — алевритистый, 4 — глинистый, 5 — сильноглинистый, 6 — глинисто-алевритистый, 7 — алевритисто-глинистый; семейство алевритов: 8 — алеврит чистый, 9 — песчанистый, 10 — сильнопесчанистый, 11 — глинистый, 12 — сильноглинистый, 13 — глинисто-песчанистый, 14 — песчанисто-глинистый; семейство глин: 15 — глина чистая, 16 — алевритистая, 17 — сильноалевритистая, 18 — песчанистая, 19 — сильнопесчанистая, 20 — песчанисто-алевритистая, 21 — алевритисто-песчанистая, 22 — песчано-алевритовая порода; 23 — алевритисто-глинистая порода; 24 — песчано-глинистая порода; 25 — песчано-алевритисто-глинистая порода (резко разномозернистая)

Рис. 7. Треугольная диаграмма для изображения результатов массовых гранулометрических анализов с классификационными подразделениями (по В. Т. Фролову).

Семейство песков: 1 — песок чистый, 2 — слабоалевритистый, 3 — алевритистый, 4 — глинистый, 5 — сильноглинистый, 6 — глинисто-алевритистый, 7 — алевритисто-глинистый; семейство алевритов: 8 — алеврит чистый, 9 — песчанистый, 10 — сильнопесчанистый, 11 — глинистый, 12 — сильноглинистый, 13 — глинисто-песчанистый, 14 — песчанисто-глинистый; семейство глин: 15 —

<sup>3</sup> График равностороннего треугольника находит широкое применение при литологических исследованиях минерально-петрографического состава обломочных и карбонатных пород, для изображения результатов химических анализов карбонатов и других трехкомпонентных систем.

нента, тогда как по противоположной стороне содержание его равно 0 (рис. 7). Обычно левую вершину треугольника принимают за 100%-ное содержание песка (если имеется гравий, то он суммируется с песком), верхнюю — за 100%-ное содержание алеврита, а правую — за 100%-ное содержание глины. Результат анализа на графике изображается точкой. Для изображения результатов анализа сначала проводят тонкую линию, отвечающую заданному содержанию песчано-гравийных компонентов, затем линию, соответствующую содержанию алеврита, точка пересечения этих линий должна отвечать по построению фактическому количеству глины. На основании этого графика удобно давать развернутое название исследуемой породы или осадка, а при изображении результатов массовых анализов можно судить о полях распространения тех или иных групп пород.

Построение циклограммы, где каждый процент графически отвечает сектору с углом  $3,6^\circ$ , особых пояснений не требует. Гистограммы или циклограммы гранулометрического состава отдельных образцов изучаемого разреза наносятся на литологическую колонку, где в более обобщенном виде могут быть отражены результаты макроскопического изучения обломочных пород или осадков, а также их минерально-петрографический состав.

### **ИЗУЧЕНИЕ ФРАКЦИЙ ПОД БИНОКУЛЯРОМ**

Фракции гранулометрического анализа, обломочная рыхлая порода или осадок изучаются под биноклем, что преследует следующие цели: 1) получение характеристик формы зерен и особенностей их поверхностей, которые позволяют делать выводы относительно дальности путей переноса обломочного материала или продолжительности их транспортировки; 2) установление минерально-петрографического состава, что дает возможность судить о характере пород, развитых в области сноса, и соответственно о палеогеографических обстановках осадконакопления; 3) изучение органических остатков.

Фракции гранулометрического анализа под биноклем изучаются как в отраженном, так и в проходящем свете, позволяющем в мелких фракциях рассмотреть цвет зерен в просвечивающем крае. При изучении желательно просмотреть все фракции гранулометрического анализа, от крупных к более мелким. Если такой возможности нет, то берут фракции гравия, крупного и мелкого песка; необходимо также изучение резко преобладающей в породе фракции.

Фракцию (или ее часть) лабораторной ложечкой или лопаточкой высыпают на стеклянную пластинку и помещают на предметный столик бинокля. Фракцию распределяют равномерным тонким слоем или параллельными валиками в одно-два зерна шириной.

Окатанность гравия и песчаного материала лучше, чем более мелкого, так как мелкие зерна переносятся во взвешенном состо-

янии. По степени окатанности различают неокатанные обломки с режущими краями; обломки, обладающие слегка сглаженными углами и ребрами; обломки или зерна со сглаженными углами и ребрами, но с сохранением первоначальной формы; хорошо окатанные зерна.

При изучении фракций сначала проводят исследование формы зерен для всей фракции в целом, т. е. устанавливают, какой формы зерна (окатанной, полуокатанной, угловатой, остросеберной) наиболее распространены или преобладают (рис. 8), затем отмечают другие, менее распространенные.

При изучении фракции часто прибегают к подсчету зерен по характеру окатанности. Результаты подсчета изображаются гра-

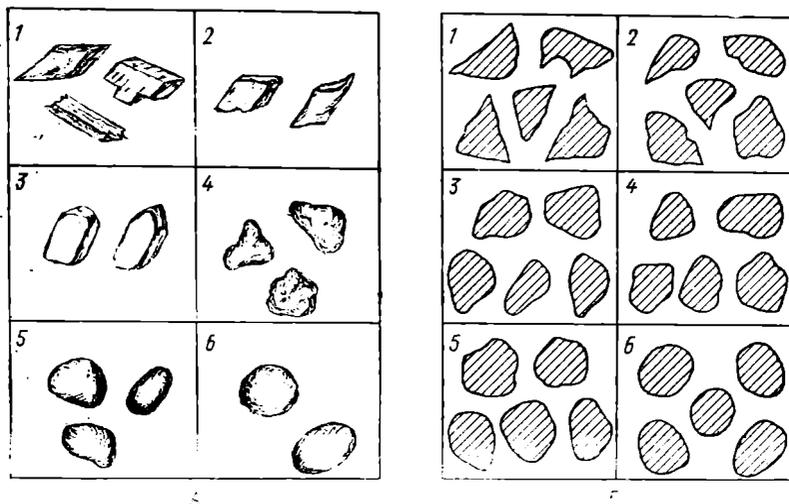


Рис. 8. Форма зерен:  
 А — зарисовка, Б — форма в плане; 1 — резко остроугольная, 2 — остроугольная, 3 — затупленно-угловатая, 4 — округленная, 5 — округлая, 6 — идеально круглая

фически в системе прямоугольных координат, где по оси абсцисс отмечаются разные по форме обломки, а по оси ординат — их процентное содержание. Можно изображать результаты такого подсчета и в виде прямоугольника, площадь которого закрашивается тем или иным цветом или штрихуется условным значком в соответствии с процентным содержанием зерен различной формы.

Иногда при изучении галечного, гравийного и крупного песчаного материала рассматривают их сферичность и округленность<sup>4</sup>, выводя соответствующие коэффициенты, имеющие некоторое генетическое значение, в частности по мере удаления от области сноса несколько изменяется коэффициент округленности.

<sup>4</sup> Методику количественного определения окатанности сферичности и округленности см. Л. Б. Рухин (1969).

После изучения формы зерен рассматривают характер их поверхности, указывая, являются ли они полированными или шероховатыми, гладкими, матовыми или тонкокорродированными (ямчатыми).

При изучении минерально-петрографического состава фракций обращают внимание на цвет, форму, спайность, блеск зерен, чтобы определить их минеральную принадлежность. В ряде случаев препарировальной иглой зерна извлекают из общей массы, помещают на стеклянную или фарфоровую пластину для определения его твердости при раздавливании другой стеклянной пластинкой или иглой. Просмотр полученных обломков помогает решить вопрос о спайности минерала и его цвете. На зерна, помещенные на пластинку, можно воздействовать 5% - или 10% -ной соляной кислотой для установления их растворимости. Основываясь на ряде характерных признаков, определяют минеральный состав зерен. Если же определить минеральный или петрографический состав зерен не удается, то лучше дать их внешнее описание, чем неправильно определить минеральную принадлежность, что может исказить представления о характере пород, развитых в области сноса, и привести к неверным палеогеографическим построениям.

Описание минералов или обломков пород начинают с преобладающего во фракции (чаще всего это кварц). Отмечаются его разновидности по цвету или другим особенностям. По возможности указывается количество той или иной разновидности. Описание минерально-петрографического состава сопровождается зарисовкой наиболее типичных форм зерен того или иного состава, а также органических остатков.

Кроме качественной характеристики фракции должно быть указано и количественное соотношение ее компонентов. Для этого подсчитывается 300—400 зерен подряд с определением количества зерен отдельных минералов, высчитывается процентное содержание каждого компонента, принимая общее количество подсчитанных зерен за 100%. Затем выясняют, одинаков ли состав изученных фракций или наблюдаются отличия, в чем они заключаются. Чаще всего от крупных фракций к мелким происходит уменьшение количества зерен, представленных обломочками пород; более мелкие фракции состоят из минералов. На фоне таких общих изменений наблюдаются присущие данному осадку или породе изменения формы и состава, которые и должны быть выявлены при сравнении отдельных фракций.

Результаты изучения минерально-петрографического состава фракций также изображаются графически в виде гистограммы, циклограммы или прямоугольной диаграммы.

#### **ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИЗУЧЕНИЯ ФРАКЦИЙ ПОД БИНОКУЛЯРОМ**

Гранулометрический состав обломочных пород имеет определенное генетическое значение, поскольку отражает характер тран-

спортировки и динамику среды осадконакопления. Однако считают, что возможности интерпретации гранулометрического анализа сильно осложняются явлениями «унаследованности» состава обломочных пород. Так, при размыве хорошо сортированных обломочных пород в среде, обеспечивающей лишь плохую сортировку материала, могут накапливаться хорошо сортированные осадки. Это важное обстоятельство необходимо иметь в виду при расшифровке данных анализа. Гранулометрические анализы для генетических построений должны быть дробными, 19-фракционными. Менее дробные анализы малоэффективны для получения отдельных гранулометрических коэффициентов-параметров, по которым с той или иной долей вероятности судят о генезисе осадков и пород.

Характер осадков, накопившихся в зонах с различной динамикой среды, будет заметно различаться по отдельным гранулометрическим коэффициентам. Наиболее важные из них — величина среднего размера зерен (медианный размер) и коэффициент сортировки, а также коэффициент асимметрии, эксцесс, максимальный размер зерен и др. Разные исследователи придают решающее значение разным коэффициентам.

Для получения указанных коэффициентов наиболее эффективен график кумулятивных кривых, построенный на логарифмическом основании. По кумулятивным кривым можно вычислять коэффициенты, характеризующие распределение зерен в изучаемой породе или осадке (теория вычисления коэффициентов основана на правилах математической статистики). Сначала определяют средний — медианный размер зерен ( $M_d$  или  $Q_2$ ), по отношению к которому половина зерен породы окажется крупнее, а другая половина — мельче. Затем определяют квартильные размеры. По отношению к первой квартили ( $Q_1$  или  $M_1$ ) 3/4 пробы сложены более крупным материалом, а 1/4 — более мелким. У третьей квартили ( $Q_3$  или  $M_3$ ) 1/4 материала более крупная, а 3/4 — мельче. Для определения медианного размера зерен и первой и третьей квартильной из точек кумулятивной кривой, отвечающих соответственно 50 и 25 и 75%, опускают на основание графика перпендикуляры и находят соответствующие значения. Исходя из полученных значений медианы и квартилей рассчитывают гранулометрические коэффициенты сортировки и асимметрии:

коэффициент сортировки  $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ , коэффициент асимметрии  $S_k = \frac{Q_3 \cdot Q_1}{M_d^3}$ , эксцесс  $k = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$ , где  $P_{90}$  — 90 перцентилей (сентилей), а  $P_{10}$  — 10 перцентилей.

Кроме метода квартилей на базе 19-фракционных анализов широко практикуется получение гранулометрических коэффициентов методами математической статистики, а также по формулам для расчета распределений крупности зерен графическими методами, когда коэффициенты определяются на основе процентных

значений, снятых с кумулятивной кривой распределения размеров зерен, построенной в системе «Фи»<sup>5</sup>.

Так, графический средний диаметр (ГСД) зерен определяется по формуле  $\frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$ , стандартное отклонение (ГСО) — по  $\frac{\Phi_{84} + \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,5}$ . Графическая асимметрия (ГАС) определяется по формуле

$$\frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - \Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)},$$

эксцесс (ГЭК) равен  $\frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$ .

Сортированность материала, определяемая по указанным выше коэффициентам, рассматривается следующим образом. Если коэффициент сортировки  $< 1,5$ , то осадок или породу считают хорошо отсортированной, если от 2,5 до 4,5 — среднесортированной; плохосортированные осадки и породы имеют коэффициент  $> 4,5$ . Некоторые исследователи предлагают шкалу сортированности обломочного материала, основанную на коэффициенте ГСД. Для очень хорошо отсортированных осадков он равен 0,35; у хорошо сортированного материала — 0,5; умеренно сортированного — 1, плохо сортированного — 2; очень плохо сортированного — 4.

Парные сочетания гранулометрических коэффициентов используются для составления «генетических диаграмм», которые отражают с той или иной степенью достоверности динамические условия среды осадкообразования. По гранулометрическому составу, как об этом пишет Л. Б. Рухин (1969), «нельзя непосредственно определять фациальные условия отложений, так как эти особенности песчаных отложений определяют лишь характер движения среды отложения. Одинаковые же динамические условия среды отложения могут существовать в фациально различных областях». Тем не менее при массовых гранулометрических анализах песков применение генетических диаграмм полезно.

Составление генетических или динамических диаграмм очень осложнено тем, что особенности переноса терригенного материала движущей силой воды, ветра или льдом существенно различаются. Даже при переносе в водной среде характер транспортировки тоже отличен. Так, в турбидитах, где отмечается высокая насыщенность глинистым материалом, грузоподъемность потока значительно превышает таковую в реках при одинаковых скоростях течения.

Нужно помнить о том, что в водной среде материал переносится тремя способами: перекачиванием, сальтацией и во взве-

<sup>5</sup> Шкала «Фи» разработана для наборов сит с соотношением два, единицы которой соответствуют логарифмам с основанием 2 ( $\Phi = -\log_2$  диаметра в мм). Так, размеру 16 мм отвечает —4; 8 мм — —3; 4 мм — —2; 2 мм — —1; 1 мм — 0; 0,5 мм — 1; 0,25 — 2; 0,125 мм — 3; 0,1 мм — 3,25; 0,625 мм — 4; 0,053 мм — 4,25; 0,0156 мм — 6; 0,0078 мм — 7 и т. д.

шенном состоянии. Кривые распределения материала, переносимого каждым из названных способов, имеют логнормальный характер. Генетические — динамические диаграммы разработаны преимущественно для осадков, накапливающихся в водной среде, на основании изучения аллювия и прибрежно-морских осадков.

Наиболее известны диаграммы Л. Б. Рухина и Р. Пассеги. На «генетической» диаграмме Л. Б. Рухина<sup>6</sup> (рис. 9, А), основанной на корреляции среднего размера зерен и коэффициента сортировки, выделены генетические поля, соответствующие накоплению осадков в той или иной динамической области: 1) неподвижной или ламинарнодвижущейся воды; 2) поступательного, турбулентного движения воды; 3) колебательных движений воды; 4) поступательных движений воздуха. В этих областях характер осадков заметно различается по гранулометрическим коэффициентам.

Динамическая диаграмма СМ, разработанная Р. Пассеги, где в построении заложены такие характеристики, как медианный размер зерен  $M$  (в мкм), средняя зернистость осадка и  $C$  — размер зерен 1 сентилля (в мкм), отражающий максимальную грузоподъемность потока, по-видимому, наиболее рациональна. Здесь учитывается способ транспортировки кластического материала качеством частиц, сальтацией, переносом в виде градационной или однородной суспензии. Транспортировка крупно- и тонкозернистых фракций происходит независимо. Результаты анализов различных осадков на диаграмме СМ дали сложную фигуру, которая была разделена точками  $N-S$  на сегменты, отвечающие определенным условиям седиментации (рис. 9, Б).

Проведенная В. Т. Бикениным и Г. Ф. Рожковым проверка диаграммы СМ на базе 3000 гранулометрических анализов современных осадков из разных обстановок накопления показала, что большинство проб заняло соответствующие поля на диаграмме по механизму транспортировки, но «не во всех случаях можно быть полностью уверенным в правильности установления генезиса осадка, так как вообще по механизму транспортировки различных частиц трудно отличить речные пески от песков вдоль береговых течений, пески пляжей морских заливов от песчаных участков в дельтах рек и т. д.».

Что же касается диаграммы Л. Б. Рухина, то для фациальной характеристики осадков ее применение не дало удовлетворительных результатов. Однако эта диаграмма оказалась одной из самых чувствительных к изменению энергетических уровней среды седиментации в процессе лабораторного моделирования.

Более удовлетворительные результаты для современных осадков дала динамогенетическая диаграмма  $\alpha-t$  Г. Ф. Рожкова, основанная на принципе механической дифференциации в природе

<sup>6</sup> Для применения диаграмм Л. Б. Рухина нужно оперировать данными не весового гранулометрического, а количественного анализа, когда определяется количество зерен каждой фракции. Пересчет делается на основании формул, учитывающих форму, размеры и усредненную плотность зерен (см.: Л. Б. Рухин и н. Методы изучения осадочных пород. — М., 1957. — С. 331—342).

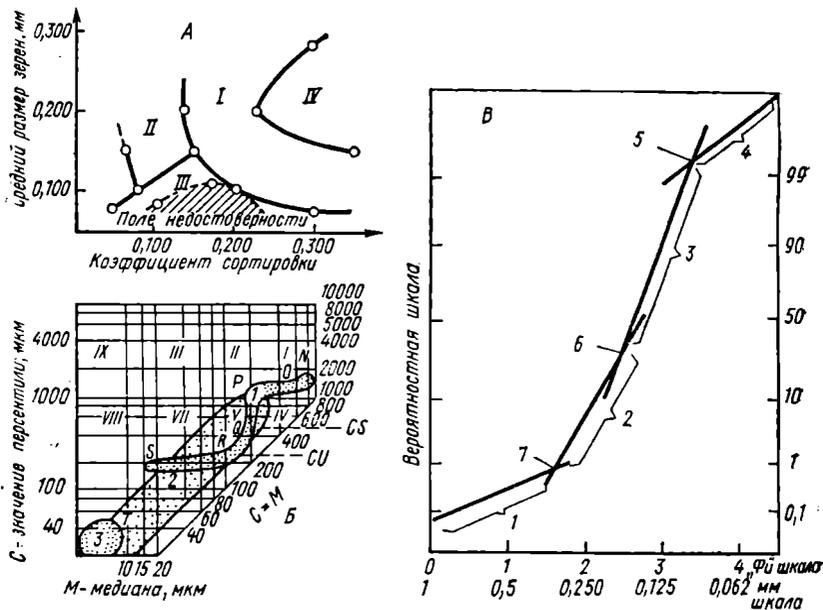


Рис. 9. Генетические диаграммы.

**А** — по Л. Б. Рухину. Поля песков: **I** — отложенных при поступательном движении воды (пески рек и течений); **II** — отложенных при колебательных движениях воды (пески пляжей морских, озерных и речных); **III** — накапливающихся на дне морей и других бассейнов при слабых колебательных движениях; **IV** — золотых (показано условно). Средний размер зерен вычислен, исходя из учета их количества во фракциях.

**Б** — диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по *Passega* и *Vyatjes* (Рейнек, Сингх, 1981); **С** — размер зерен 1 персентиля (в мкм), отражающий максимальную грузоподъемность потока; **М** — медианный размер зерен в мкм — средняя зернистость осадка; **СS** — максимальный размер зерен, транспортируемых как градационная суспензия; **CU** — максимальный размер зерен, транспортируемых как однородная суспензия;

**1** — отложения потоков, **2** — турбидиты, **3** — осадки, отложенные из тонкой взвеси в спокойной воде; **NO** — осадки перекачивания, **OP** — осадки перекачивания и частично выпавшие из взвеси, **PQ** — осадки из взвеси и частично перекачивания; **QR** — осадки взвеси и сольтации, **RS** — осадки однородной взвеси, **T** — пелагические осадки взвеси. Поля **I, II, III, IX** —  $C > 1$  мм, преобладают осадки перекачивания; поля **IV, V, VI, VII** —  $C < 1$  мм, преобладают осадки, выпавшие из взвеси.

**В** — кривая гранулометрического распределения осадков на вероятностной шкале, по Вишеру (Рейнек, Сингх, 1981). Выделены популяции осадков зоны низкой отмели, каждая из которых может быть увязана со способом транспортировки материала: **1** — популяция осадков перекачивания, **2-3** — популяция осадков сольтации, **4** — популяция взвеси, **5** — верхняя граница переносимого водой тонкозернистого материала, **6** — граница раздела намывных и смытых отложений, **7** — зона смешения осадков (в шкале «Ф<sub>и</sub>» диаметр частиц выражен как отрицательный логарифм размера зерен в мм при основанном логарифме 2)

частиц песчаной и алевритовой размерности (учтены и золотые процессы). Разграничение песчаного и алевритового материала определяется дефицитом фракции 0,03—0,02 мм. Диаграмма строится на соотношениях асимметрии и эксцесса, которые определяются по формулам статистических моментов. Для применения этой диаграммы необходимо проведение дробного (19-фракционного) ситового анализа с последующим вычислением асимметрии и эксцесса по косвенному счету на ЭВМ.

Иной принцип для суждения о генезисе осадков принял Г. Вишер (рис. 9, В). Известно, что в каждом конкретном виде отложений могут содержаться три типа осадков, связанных с тремя способами транспортировки материала (перекатывание, сальтация, перенос во взвешенном состоянии). Относительная доля «популяции», т. е. осадков того или иного способа транспортировки, должна отражать значение его в данной обстановке осадконакопления. Г. Вишер предлагает распознавание «популяций» в конкретном гранулометрическом распределении. Популяции выделяются при анализе вероятностных кривых гранулометрического распределения, изображенного на логвероятностной бумаге — палетке, где по горизонтальной оси дается шкала в системе «Фи» или в миллиметрах, а по вертикальной — вероятностная шкала. Относительная доля, диапазон размеров, перемешанность и отсортированность зерен популяций отражают, по Г. Вишеру, источник питания, процесс седиментации и его динамику.

Г. Вишером же была разработана таблица гранулометрических характеристик песков из различных обстановок осадконакопления по популяциям (сальтации, взвеси, перекатывания). Для каждой из этих обстановок указано возможное содержание в осадке частиц той или иной популяции (Седиментология, 1980; Рейнек, Сингх, 1981).

Генетические диаграммы и даже более сложная обработка гранулометрических данных (например, методами факторного анализа или дискриминантных функций) также далеко не всегда показывают надежные результаты, поскольку однотипный гидродинамический режим, дающий близкие по структуре терригенные осадки, может наблюдаться в очень отличных фаціальных обстановках. На характер гранулометрии осадка влияют такие факторы, как интенсивность обработки кластического материала в процессе транспортировки и длительность пребывания осадка в зоне активного воздействия среды седиментации, не следует забывать и о явлениях унаследованности и смешивания материала из разных источников.

Многие исследователи отрицательно относятся к генетическим диаграммам и даже ставят под сомнение саму возможность выработки каких-либо единых критериев фаціаль-генетического истолкования гранулометрических данных. Однако полностью отрицать значение «генетических диаграмм» неправильно.

Данные гранулометрического анализа, отражающие характер среды осадконакопления, в сочетании с другими генетическими

признаками пород или осадков, безусловно, имеют большое значение для восстановления обстановок осадконакопления. Например, нанося на карту распространения какой-либо терригенной толщи значения коэффициента сортировки, можно наметить расположение области сноса. Такие же построения можно делать на основании анализов терригенных компонентов и для толщ хемогенного и биохемогенного происхождения.

Для предварительной ориентировки генетической принадлежности исследуемых осадков и пород по гранулометрическим параметрам можно привлечь обобщения Фюхтбауэра и Мюллера, которые выделяют крупные обстановки: речную, золовую и морскую.

Речная обстановка: 1) русло и прирусловые отмели; сортировка в основном  $>1,2$ , в пересыхающих реках  $>1,3$ ; асимметрия  $<1$ ; типично уменьшение размеров зерен вверх по разрезу; 2) пойма; сортировка  $>2$ , асимметрия  $<1$ ; в общей массе обломочного материала характерны тонкозернистые примеси.

Золовая обстановка: песчаные дюны, сортировка хорошая, асимметрия  $<1$ ; грубозернистые примеси обычно отсутствуют; медианный диаметр в основном  $0,15—0,35$  мм.

Морская обстановка: 1) пляжи, сортировка очень хорошая ( $1,1—1,25$ ), асимметрия  $>1$ ; на вероятностной логарифмической шкале кумулятивные кривые дают две субпопуляции сальтации (см. рис. 9, В); 2) морское мелководье (приливно-отливные зоны, шельф), сортировка плохая, асимметрия  $<1$ , на дальнем шельфе песчаные фракции отсутствуют; 3) глубоководные отложения (континентальный склон, абиссальная равнина); на континентальном склоне глинистый алеврит, на абиссальных глубинах — алевритистая глина, а также отложения турбидитных потоков.

Немаловажное значение для восстановления генезиса обломочных пород имеет изучение формы и характера поверхности зерен под биноклем. При транспортировке обломочный материал претерпевает существенные изменения. Зерна истираются, приобретая более сглаженную форму. Острые углы сохраняются только у зерен, переносимых во взвешенном состоянии (алевритовые и глинистые фракции), а более крупный материал, перемещающийся волочением, окатывается. Угловатый материал при прочих равных условиях располагается ближе к области сноса. Однако при оценке формы и характера поверхности зерен следует иметь в виду унаследованность формы от материнских пород осадочного происхождения. Кроме того, она зависит и от минерально-петрографического состава обломочных материалов, что особенно четко можно наблюдать в породах и осадках полимиктового состава. Способность кварца, полевых шпатов, слюд, обломков эффузивов, гранитов и других компонентов породы к истиранию весьма различны. Некоторые минералы, обладающие спайностью, в процессе переноса раскалываются по спайным поверхностям, что резко меняет уже сложившуюся в процессе переноса форму. При-

мерно так же ведут себя обломки тонкослоистых пород. При изучении формы и поверхности зерен в целях палеогеографических реконструкций рекомендуется наибольшее внимание уделять кварцу — минералу очень широко распространенному, обладающему высокой устойчивостью по отношению к внешней среде и не обладающему спайностью.

На основании формы и характера поверхности зерен кварца можно более обоснованно, чем по зернам других минералов, делать выводы о среде переноса и накопления. Так, зерна с гладкой, как бы полированной поверхностью считают типичными для материала, длительное время переносимого водой. Мелкоямчатая поверхность зерен свидетельствует о транспортировке при быстром движении воды. Матовая поверхность характерна для зерен, переносимых ветром. При исследовании поверхности зерен помогают сканирующие электронномикроскопические снимки.

Особенно важно изучение формы зерен и характера их поверхности в породах, где можно предполагать присутствие пирокластического материала, так как по составу обломочный и пирокластический материалы иногда могут быть очень близкими. Только следы окатанности и наличие продуктов разрушения на поверхности позволяют отличить терригенные зерна эффузивных пород от обломков пирокластического материала, синхронного осадку.

При восстановлении условий формирования отложений следует придавать большое значение изучению формы и характера поверхности зерен минералов — индикаторов среды, например глауконита. Присутствие переотложенного из более древних осадочных пород глауконита, принятого за аутигенный компонент изучаемой породы, может привести к необоснованному выводу о ее морском происхождении. Только детальное изучение формы и характера поверхности и следов разрушения зерен глауконита позволит правильно оценить его происхождение и избежать ошибок при восстановлении генезиса. Свежие зерна лапчатой формы, агрегаты из более мелких зерен, листоватые кристаллы (слоистые пакеты) свидетельствуют об аутигенном образовании глауконита, равно как и размеры зерен, если они заметно отличаются от таковых терригенной части породы.

Наиболее надежные результаты даст только комплексный подход при восстановлении генезиса породы, когда с максимальной полнотой учитываются генетические признаки породы и разреза.

#### **ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ КОМПОНЕНТОВ**

Изучение минерального состава терригенных компонентов обломочных пород имеет существенное значение для выявления характера областей сноса и восстановления палеогеографических обстановок осадконакопления. Акцессорные минералы, как правило, наиболее чутко реагируют на изменения, происходящие в области сноса. Комплексы этих минералов заметно отличаются для раз-

личных пород областей сноса, тогда как пороодообразующие компоненты разнятся незначительно, и уловить это сложно.

Для осадков, рыхлых обломочных и сцементированных пород, цемент которых может быть удален без разрушения терригенной составляющей породы, изучение минерального состава пороодообразующей части породы проводится под бинокулярном, а также в иммерсионных препаратах. Изучение аксессуарных минералов, выделенных в тяжелую фракцию, проводится главным образом в иммерсионных препаратах.

Минеральный состав пороодообразующих компонентов сцементированных пород изучается в шлифах. Из крепко сцементированной породы может быть выделена тяжелая фракция после дробления породы и отсеивания тонкопесчаной и алевритовой фракции. Часто отсеянные фракции обрабатывают 10%-ной соляной кислотой с нагреванием для удаления остатков цемента. В выделенных таким образом фракциях отсутствуют апатит, флюорит и другие наименее устойчивые минералы, а оставшиеся могут быть поврежденными.

### **Выделение тяжелой фракции**

Основные пороодообразующие компоненты обломочных пород имеют относительно небольшую плотность (2,6—2,7 г/см<sup>3</sup>) по сравнению с «тяжелыми» минералами, у которых она достигает 8, а у самородных металлов значительно выше. Основная масса прозрачных аксессуарных минералов имеет плотность 3—5 г/см<sup>3</sup>, рудные непрозрачные или полупрозрачные минералы — большую (до 8 г/см<sup>3</sup>). Небольшую плотность, как бы промежуточную между пороодообразующими компонентами и прозрачными аксессуарными минералами, имеют различные слюды (мусковит — 2,83, биотит — 3,02 г/см<sup>3</sup>).

Для выделения тяжелой фракции применяют жидкости с большой плотностью. Обычно пользуются бромформом (СНВг<sub>3</sub>) с плотностью 2,88 г/см<sup>3</sup>. Бромформ — бесцветная или слегка желтоватая жидкость с сильным запахом; растворяется спиртом, эфиром, бензолом. На минералы бромформ химически не воздействует. Работают с бромформом в вытяжном шкафу.

Кроме бромформа для выделения тяжелых фракций часто применяют жидкость Туле (КJ·HgJ<sub>2</sub>). Жидкость желтого цвета с плотностью 3,19 г/см<sup>3</sup>, ядовита (действует на кожу, резину, некоторые минералы). Она легко разбавляется водой, поэтому из жидкости Туле с максимальной плотностью, приливая воду, можно получить ряд жидкостей с все меньшей плотностью. Применяются иногда и другие жидкости для выделения тяжелых фракций с заданной плотностью.

Разделение на фракции (легкую и тяжелую) проводят в специальных делительных воронках (рис. 10). В зависимости от диаметра воронок берется навеска. Так, для воронок с диаметром 50 мм обычно берут навеску в 3 г и менее. Как правило, выделяют тяжелую фракцию из крупноалевритовой, тонко- и реже

мелкопесчаной, которые, как показывает практика, наиболее богаты аксессуарными минералами. Эти размерные фракции удобно изучать в иммерсионных препаратах.

Для выделения фракций делительную воронку заполняют на 1/3 бромформом или жидкостью Туле, затем высыпают через сухую воронку взятую навеску, доливают жидкость до максимального сечения воронки, размешивают содержимое встряхиванием (реже применяют стеклянную палочку) и ставят воронку в кольцо штатива. Под краем воронки помещают колбу или стаканчик, в который вставлена воронка с фильтром. На фильтре карандашом указан номер образца и подписано «тяжелая фракция». Приготавливают такую же воронку для сбора порообразующих компонентов (легкой фракции).

Отстаивание с периодическим размешиванием при работе с бромформом должно длиться не менее 4 ч, для жидкости Туле — 6—8 ч.

При массовом получении тяжелых фракций навески удобно заливать для деления в воронках на ночь, чтобы утром слить фракции и в течение рабочего дня успеть выделить фракции из следующей партии образцов.

В жидкостях с большой плотностью порообразующие компоненты всплывают, а тяжелые минералы опускаются на дно воронки к сливному крану. По истечении времени, необходимого для разделения, открывают пробку воронки<sup>7</sup>, а затем нижний кран и сливают часть жидкости с сосредоточенными у дна тяжелыми минералами. В воронке остается большая часть жидкости с порообразующими минералами. Воронку с фильтром, на котором собрана тяжелая фракция, оставляют и после фильтрации всей тяжелой жидкости переносят в другой стаканчик или колбу. Затем начинают промывать тяжелую фракцию на фильтре спиртом или горячей водой в зависимости от применяемой тяжелой жидкости. Промытую тяжелую фракцию оставляют досыхать на фильтре под тягой.

Затем приступают к сливанию оставшейся в делительной воронке жидкости с порообразующими минералами, предварительно встряхнув воронку для взмучивания. Легкую фракцию,

<sup>7</sup> Этой простой операции не следует забывать, так как при сливании с закрытой пробкой давление воздуха через сливное отверстие вызовет подъем пузырьков, которые перемешают тяжелую фракцию с легкой.

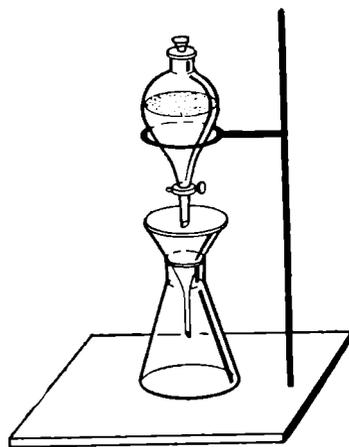


Рис. 10. Делительная воронка для получения тяжелой фракции

если она нужна для изучения, промывают и высушивают так же, как и тяжелую.

Весь бромформ или жидкость Туле собирают и снова сливают в бутылки, так как они могут быть использованы для дальнейшей работы. Делительную воронку, колбы и другую использованную посуду моют горячей водой или спиртом в зависимости от состава тяжелой жидкости. Промывные жидкости сливают в специальные емкости для последующего отделения.

Тяжелую фракцию после высушивания взвешивают, затем рассчитывают «выход тяжелой фракции», т. е. ее процентное содержание в навеске из определенной размерной фракции.

Например, масса крупноалевритовой фракции, взятой для разделения, 3 г, выход тяжелой фракции 0,02 г, следовательно, тяжелая фракция составляет 0,66%. Особенно большое значение имеет выход тяжелой фракции при поисках россыпных полезных ископаемых. В этих случаях вычисляют содержание тяжелой фракции на всю породу, а не только для одной из размерных фракций. Это определение требуется инструкциями по производству геологосъемочных, поисковых и геологоразведочных работ.

### **Иммерсионный метод**

Иммерсионный метод исследования минерального состава терригенных компонентов рыхлых обломочных пород и осадков основан на определении оптических констант минералов, погруженных в жидкости, имеющие определенный показатель преломления (иммерсионные жидкости). Метод рассчитан на определение показателей преломления минералов в зернах подбором жидкости с тождественным или очень близким показателем преломления.

Иммерсионные наборы представляют собой жидкости с известными показателями преломления, охватывающими диапазон от 1,410 до 1,780. В наборе обычно бывает около 100 жидкостей, соответственно разница в показателях их преломления из соседних флаконов незначительна, всего несколько тысячных.

Наборы жидкостей готовятся из веществ, легко смешиваемых между собой для получения мало отличающихся по показателю преломления жидкостей. Кроме того, эти вещества должны быть устойчивы и не вступать в реакции с минералами. Таким условиям удовлетворяют органические соединения. Значительная часть набора с небольшими показателями преломления состоит из глицерина с водой, химически чистого керосина с добавкой альфамнобромнафталина. Содержание последнего увеличивается в жидкостях с большими показателями преломления, в высокопреломляющие входит йодистый метилен. Имея в лаборатории керосин и альфамнобромнафталин, иммерсионные жидкости можно приготовить и самим.

Определение показателя преломления минерала выполняется так. Зерно или зерна минерала помещают на предметное стекло, затем накрывают их покровным стеклом (если зерен мало, то

можно брать стекло, разрезанное на 4 части) и на предметное стекло у границы с покровным капают иммерсионную жидкость из флакона, взятого в середине набора. Капля жидкости по свойствам капилляра будет затянута под покровное стекло. Несколькими каплями можно заполнить все пространство под этим стеклом. Чтобы в препарате не возникали пузырьки воздуха, капать жидкость нужно с одной стороны препарата.

Готовый препарат помещают на столик вертикально установленного поляризационного микроскопа и начинают при одном поляроиде и несколько прикрытой диафрагме рассматривать полоску Бекке вокруг зерна. Если рельеф минерала четкий, полоска яркая и при поднятии тубуса смещается в сторону минерала, то у него показатель преломления значительно выше, чем у жидкости. При очень большой разнице в показателях преломления жидкости и минерала вокруг зерна наблюдается темная кайма, в таких случаях для приготовления следующего препарата нужно брать жидкость, заметно большую по показателю, чем предыдущая.

Просмотренный препарат смывают горячей водой или спиртом, насухо вытирают стекла и готовят новый с большим показателем преломления. Так с каждым новым препаратом сужается разница в показателях преломления между жидкостью и минералом. Если минерала мало, то при смене жидкостей препарат не смывают, а оттягивают иммерсионную жидкость фильтровальной бумагой и вводят новую жидкость. Затем оттягивают ее и вводят новую порцию с тем, чтобы полнее очистить зерна от предыдущей жидкости.

При сокращении разрыва в показателях преломления минерала и жидкости при приготовлении новых препаратов рельеф минерала становится все ниже. Если разница в показателях в несколько тысячных долей, то можно наблюдать эффект Лодочникова — появление окрашивания полоски Бекке в красно-оранжевые и сине-зеленые цвета. Красно-оранжевая часть полоски при поднятии тубуса смещается в сторону среды или минерала, обладающих большим показателем преломления.

В конце работы возможно получение таких результатов: жидкость по показателю преломления тождественна минералу, и тогда наблюдается явление оптического растворения; показатель преломления минерала незначительно больше одной, но меньше другой соседней жидкости. В этом случае показатель преломления минерала считают равным среднему арифметическому, т. е. если 1,545 — первая жидкость и 1,549 — вторая, показатель преломления минерала равен  $\frac{1,545 + 1,549}{2} = 1,547$ . Если необходимо точнее определить показатель преломления минерала, то можно специально приготовить нужную промежуточную жидкость, проверив показатель ее преломления на рефрактометре. (Методику приготовления иммерсионных жидкостей см. Н. В. Логвиненко, 1962; и др.)

Запись подбора жидкостей ведется столбиками, где указыва-

ются значения показателей преломления взятых жидкостей и результаты наблюдения в них минерала:

$$N_m > 1,538$$

$$N_m > 1,540 \dots$$

Эта схема определения показателей преломления применима для изотропных минералов (кубической сингонии и аморфных), где свет распространяется с одинаковой скоростью в различных направлениях.

Для определения показателей преломления (уже не одного, как у изотропных, а двух у одноосных и трех у двуосных) анизотропных минералов приходится выбирать в препарате зерна с определенной оптической ориентировкой. Наиболее удобно рассматривать зерна с максимальной интерференционной окраской, которые лежат в плоскости, параллельной плоскости оптических осей, в этом положении для одноосных минералов возможно определение двух ( $N_o$  и  $N_e$ ) показателей преломления. Причем показатель для луча обыкновенного определяется легко в любом положении зерна, а истинное значение  $N_e$  можно получить только на разрезах, параллельных плоскости оптических осей. Определив оба показателя преломления, можно путем простого вычитания установить величину двупреломления (рис. 11).

Для определения двух показателей преломления одноосных минералов находят в препарате его зерна с максимальной интерфе-

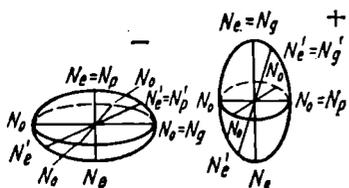


Рис 11. Оптические индикатрисы одноосных кристаллов отрицательного и положительного преломлений.

Разрезы, параллельные оптической оси:  $N_o = N_g$ ,  $N_e = N_p$ ;  $N_o = N_p$ ,  $N_e = N_g$ ;

Разрезы косые:  $N_o = N_g$ ,  $N_e' = N_p'$ ;  $N_o = N_p$ ,  $N_e = N_g'$ ;

Разрезы, перпендикулярные оптической оси:  $N_o = N_g$ , —;  $N_o = N_p$ , —

ренционной окраской. Поставив зерно в положение погасания (I) и выключив анализатор, ведут наблюдение за полоской Бекке при поднятии тубуса, затем, повернув препарат на  $90^\circ$  и соответственно поставив зерно в положение погасания (II), снова наблюдают полоску Бекке (точность положения погасания проверяют включением анализатора). Запись наблюдений ведется в двух столбиках, для двух положений погасания (I и II).

Для облегчения нахождения тождественных разрезов в препаратах по возможности следует выбирать зерна вытянутой призматической формы, так как у большинства одноосных минералов оптическая ось совпадает с кристаллографической. Иногда удобно выбирать зерна, выколотые по спайности, так как ориентировка спайных поверхностей относительно оптических осей у одного и того же минерала постоянная. У изометричных окатанных зерен необходимо находить разрезы, характеризующиеся высокой

интерференционной окраской, но нужно помнить при этом, что не следует выбирать крупные зерна, так как с их толщиной интерференционная окраска возрастает.

Сравнение двух показателей преломления минерала со средней жидкостью позволяет сделать первую запись:

I	II
1) $N_m > 1,556$	$N_m > 1,556.$

Затем готовят препарат с жидкостью, показатель преломления которой больше показателя взятой ранее (показатель второй жидкости ориентировочно определяется по характеру рельефа минерала: чем выше рельеф, тем больше должен отличаться показатель).

Находя в следующем препарате соответствующие разрезы, продолжают запись:

2) $N_m > 1,570;$	$N_m < 1,570.$
-------------------	----------------

Когда сравнение показателей преломления минерала в разных положениях погасания с показателем жидкости дает неравнозначные результаты (один  $>$ , другой  $<$ ), дальнейшее определение ведется отдельно для большего (I погасания) и для меньшего (II погасания) показателей преломления. Чтобы определить меньший показатель, для приготовления препаратов берется жидкость в интервале 1,556—1,570. Сужением интервала находят истинное значение меньшего показателя преломления. При его определении зерна минерала продолжают рассматривать в I и II положениях погасания, чтобы не ошибиться в разрезах, хотя известно, что первый больший показатель преломления будет  $> 1,570$ . Запись ведется в двух столбиках:

3) $N_m > 1,563;$	$N_m > 1,563.$
4) $N_m > 1,568;$	$N_m < 1,568.$
5) $N_m > 1,565;$	$N_m = 1,565 (N_p).$

Далее приступают к определению большего показателя преломления, для чего приготавливают препарат с жидкостью, показатель которой  $> 1,570$ . Запись ведут в двух столбиках. Подбор показателей преломления прекращают, когда жидкость по показателю совпадает с большим показателем минерала или находится в интервале между двумя соседними жидкостями:

I	II
6) $N_m > 1,570;$	$N_m < 1,570.$
7) $N_m < 1,600;$	$N_m < 1,600.$
8) $N_m > 1,585;$	$N_m < 1,585.$
9) $N_m < 1,590;$	$N_m < 1,590.$

$$N_m = \frac{1,585 + 1,590}{2} = 1,587 (N_g).$$

При определении окатанных зерен, где ориентируются в выборе зерна только по его интерференционной окраске, проверку по

добранный показатель ведут по нескольким зернам с соседней жидкостью, большей по показателю (в данном случае  $\sim 1,590$ ).

В оптически положительных минералах легко определяется меньший показатель преломления ( $N_p = N_0$ ), а больший колеблется в зависимости от положения зерна. Только на разрезе, строго параллельном плоскости оптических осей, он будет истинным. У оптически отрицательных минералов сложнее определить меньший показатель преломления, тогда как больший ( $N_g = N_c$ ) можно определить в любом положении зерна (см. рис. 11).

Зная истинные значения показателей преломления, можно определить численное значение величины двупреломления (например,  $N_g - N_p = 1,587 - 1,565 = 0,022$ ).

У двусосных минералов можно определить три показателя преломления, однако к этому прибегают в редких случаях. Обычно уже по двум показателям удается определить минерал.

Кроме показателя (или показателей) преломления и величины двупреломления при определении минералов в иммерсии рассматривают (без анализатора): форму зерен, наличие спайности, характер включений и их расположение, цвет минерала, а у окрашенных — и плеохроизм. Для диагностики минералов естественных фракций очень важна форма зерен, в известной мере отражающая физические свойства минерала. Затем включают анализатор и рассматривают интерференционную окраску и углы погасания. Если определяется только один показатель преломления, то приблизительно о величине двупреломления можно судить по цвету интерференции.

Низко двупреломляющие минералы в зернах тонкопесчаной размерности имеют серые, желтые (первого порядка) цвета интерференции. В центральной части зерен могут наблюдаться красные цвета второго порядка. Минералы со средним двупреломлением дают в зернах этой размерности цвета интерференции третьего-четвертого порядков. Зерна с большим числом интерференционных каемок принадлежат высоко двупреломляющим минералам, а очень высоко двупреломляющие характеризуются белыми цветами интерференции высшего порядка. Плоские грани кристаллов минералов даже с очень высоким двупреломлением иногда характеризуются какой-либо одной интерференционной окраской.

Углы погасания минералов определяются обычно по отношению к ребру призмы (если зерно призматического габитуса) или к спайности. Особенно важно определение углов погасания для амфиболов и пироксенов.

Зная показатели преломления и другие оптические константы и свойства зерен, приступают к определению минералов, сначала по таблице, а уже потом согласно описанию минералов в справочной литературе (Логвиненко, 1962).

В зависимости от того, изотропен или анизотропен минерал (в последнем случае и от его осности), от его цвета и показателя преломления устанавливается графа таблицы с минералами,

близкими по показателям к искомому. В графе обычно указано несколько наиболее распространенных минералов. Далее, зная оптические константы и другие свойства искомого минерала, находят его название, знакомясь с описанием каждого минерала, из установленной графы.

### **Минералогический анализ тяжелой фракции**

Применение иммерсионного метода для анализа минералов тяжелой и реже легкой фракции, выделенных разделением в тяжелых жидкостях, где во фракциях иногда присутствует более 20 различных минералов, требует некоторых навыков, так как возможности для определения оптических констант каждого минерала весьма ограничены.

Перед определением минералов тяжелой фракции анализируемой породы или осадка желательнее ознакомиться с наиболее распространенными минералами, отобранными из естественных фракций. Рассмотрение, описание и зарисовка минералов коллекции, состоящей из 20—25 названий, позволяют изучить наиболее распространенные минералы. Основываясь на цвете, спайности минералов, их оптических свойствах (плеохроизм, углы погасания, относительная величина двупреломления), характере рельефа; можно опознавать эти минералы в изучаемой фракции.

Рельеф минерала в известной мере позволяет судить о его показателях преломления. Минералы с очень высокими показателями имеют высокий рельеф, часто темную кайму вокруг зерна, полоска Бекке очень резко смещается к центру зерна, так что ее передвижение трудно уловить. При поднятии тубуса микроскопа наблюдается как бы концентрация освещения в центральной части зерна. У минералов с высокими показателями преломления заметен четкий положительный рельеф. Минералы с показателями преломления в интервале 1,600—1,700 в иммерсионных жидкостях, которые берут для изучения тяжелых фракций (1,630—1,640), имеют умеренный отрицательный или положительный рельеф, а низкопреломляющие минералы — резкий отрицательный рельеф.

Все эти наблюдения в сочетании с детальным изучением формы зерен и характера поверхности позволяют определять большинство зерен тяжелой фракции. Для зерен, не поддающихся такому определению: изометричных, маловыразительных, располагающихся на предметном стекле в необычном для данного минерала положении (базальные пластинки и т. д.), иногда полезно изменить их положение. Постукивая по покровному стеклу препарировавшей иглой, наклоняя немного столик микроскопа, пытаются привести трудно определимое зерно в движение с тем, чтобы оно перевернулось. В новом положении зерно часто может быть легко определено.

Так, постепенно определяя минерал за минералом, выявляют весь комплекс прозрачных, а в некоторых случаях и непрозрачных

минералов тяжелой фракции. Каждый минерал фракции описывают и зарисовывают наиболее типичные зерна. Дается характеристика типоморфным разностям каждого минерала. Например, при описании фракции (кроме указания, что в ней присутствуют цирконы) отмечают их особенности, свойственные именно данной фракции. Указывается присутствие бесцветных цирконов в виде хорошо окатанных зерен со следами призматического габитуса и хорошо сохранившихся кристаллов розоватого циркона и т. д. Эти наблюдения очень важны не только для корреляции разрезов, но и для выявления областей сноса и других вопросов палеогеографии.

Кроме качественной характеристики тяжелой фракции проводят количественное определение ее компонентов. Для этого подсчитывают 400—500 зерен, считают не менее 300 прозрачных, а одновременно и зерна непрозрачных минералов. Результаты подсчета записываются по полям зрения в таблице.

Чтобы избежать повторных подсчетов по одним и тем же участкам препарата, пользуются накладным препаратоводителем, при помощи которого препарат может перемещаться в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Подсчитав и записав результаты в табличку по первому полю зрения, устанавливают столик микроскопа в первоначальное положение (желательно, чтобы первое поле зрения располагалось у края препарата), запоминают зерно с самого края поля зрения по горизонтальной нити справа и, вращая винт препаратоводителя, перемещают препарат так, чтобы зерно оказалось на горизонтальной нити, но уже слева от поля зрения. Затем подсчитывают минералы второго поля зрения, сдвигают препарат, как указано выше, устанавливают третье, четвертое и т. д. поля зрения, пока не просчитают все зерна до края препарата. Запоминают зерно на вертикальной нити и, вращая второй винт препаратоводителя, перемещают препарат так, что зерно окажется уже не наверху, а внизу вертикальной нити. Подсчитав минералы этого поля зрения, препарат перемещают снова по горизонтальной нити, как было указано выше. Таким образом подсчитываются зерна в препарате тяжелой фракции, пока сумма не составит 400—500 (или 300 зерен прозрачных минералов). Если в первом препарате мало зерен, то соответственно приготавливают новый препарат. Запись и расчет результатов выполняются по следующей форме (табл. 7).

Приняв общую сумму (например 300 зерен) за 100%, подсчитывают процентное содержание каждого минерала. При подсчетах часто не определяют зерна непрозрачных минералов, однако соотношение прозрачных и непрозрачных минералов нужно учитывать. Для этого в каждом поле зрения необходимо подсчитать сумму непрозрачных минералов, затем их общее количество во всех изученных полях зрения и определить отношение к прозрачным минералам.

Если же в подсчет включают непрозрачные минералы, то определение их ведут в отраженном свете (освещая препарат сверху).

Основываясь на цвете, блеске, форме и других особенностях, определяют минеральную принадлежность зерен, результаты подсчета включают в общую таблицу.

Таблица 7

Результаты минералогического анализа тяжелой фракции образца

№ п/п	Минералы	Поля зрения					Всего по полям зрения	Содержание, %
		I	II	III	IV	V		
1	Рутил	2	1	4	3	5	15	5
2	Циркон	8	6	7	9	8	38	12,7
3	Турмалин	1	2	—	1	3	7	2,3
4	· · ·							
5	· · ·							
							Σ 300	100

### Графическое изображение результатов

Результаты массовых анализов минерального состава тяжелой фракции сводятся в таблицы, а для наглядности изображаются графически. Во-первых, как и для данных гранулометрического анализа, результаты изображаются в виде прямоугольников, располагающихся на чертеже напротив того места в разрезе (колонке), где взят данный образец (рис. 12). Длина прямоугольника соответствует 100%, содержанию каждого минерала отвечает площадь закрашиваемой в разные цвета части прямоугольника. Во-вторых, результаты анализа могут быть изображены в виде циклограммы, центр которой располагается на уровне взятия образца по колонке. В-третьих, массовые результаты могут быть отражены в виде цветных или штриховых кривых, отвечающих содержанию минералов в образцах по разрезу (колонке). Часто в таких построениях изображают несколько основных минералов. Для отражения изменения минерального состава на карте чаще всего прибегают к циклограммам.

На рис. 13 приведен макет изображения результатов лабораторного исследования образца: гранулометрического анализа, формы зерен, изучения минерально-петрографического состава породообразующих компонентов и аксессуарных минералов.

### Изучение обломочных пород в шлифах

Изучение сцементированных обломочных пород в прозрачных шлифах под микроскопом является основным методом их лабораторного исследования. Особенно важно оно для крепко сцементированных пород, когда дезагрегация породы без разрушения зерен невозможна. Изучение сцементированных пород иногда включает определение минерального состава тяжелой фракции. Одна-



ко следует учитывать, что при дроблении породы и ее дезагрегации могут быть разрушены не только пороодообразующие, но и менее устойчивые акцессорные минералы.

Для конгломератов приходится изготавливать отдельные шлифы из галек и цемента, а для более мелкозернистых (начиная с песчаников) достаточно одного шлифа. Что же касается гравелитов, то из них целесообразно изготавливать шлифы с большей поверхностью, а именно, с площадью 4—5 см<sup>2</sup>. Это вполне осуществимо на обычном шлифовальном станке.

Микроскопическому изучению предшествует визуальное исследование и описание образца. Изучение шлифа начинают с характеристики структурных особенностей породы. Для этого с помощью окулярной линейки определяют размер зерен, преобладающих в породе, устанавливают их примерное количественное содержание. Затем измеряют максимальные и минимальные размеры зерен изучаемой породы, их количество. При определении размера зерен нужно помнить о том, что в случайном срезе (каковым и является срез шлифа) подавляющая часть зерен пересекается не по максимальным сечениям и соответственно в шлифе диаметры зерен занижены, поэтому рекомендуется вводить поправку примерно на 25%. При характеристике структуры обращают внимание также и на форму зерен, указывается, какие зерна преобладают в породе: угловатые, окатанные и т. д. При этом отмечают редко встречающиеся формы зерен.

В сильно измененных песчаниках и алевролитах не только размер, но и форма зерен искажены в процессе их растворения под давлением или, наоборот, зерна регенерированы. Первоначальный размер и форму зерен в кварцитовидных песчаниках удается установить по пылеватым частицам и продуктам разрушения на поверхности отдельных зерен, сохранившимся в процессе регенерации.

По содержанию размерных фракций в породе делают вывод о характере ее отсортированности. Если в породе преобладает (> 70%) какая-то одна размерная фракция, породу можно считать хорошо отсортированной. Если же одна из фракций состав-

---

Рис. 12. Литологическая характеристика пермских отложений Кузнецкого бассейна.

Породы: 1 — брекчия, 2 — конгломерат, 3 — гравелит, 4 — крупнозернистый песчаник, 5 — среднезернистый песчаник, 6 — мелкозернистый песчаник, 7 — крупный алевролит, 8 — переслаивание крупного алевролита и песчаника, 9 — мелкий алевролит, 10 — переслаивание мелкого алевролита и аргиллита, 11 — аргиллит алевритистый, 12 — аргиллит, 13 — аргиллит углистый, 14 — уголь, 15 — диабаз, 16 — конкреции, 17 — оолиты и сферолиты, 18 — фауна, 19 — флора хорошей сохранности, 20 — флора плохой сохранности.

Слоистость: 21 — горизонтальная, 22 — горизонтально-волнистая, 23 — горизонтально-волнистая прерывистая, 24 — косая, 25 — косая волнистая, 26 — косоволнистая прерывистая, 27 — косая перекрестная, 28 — текстура взмучивания. Условные знаки на циклограммах и прямоугольниках изображаются цветом

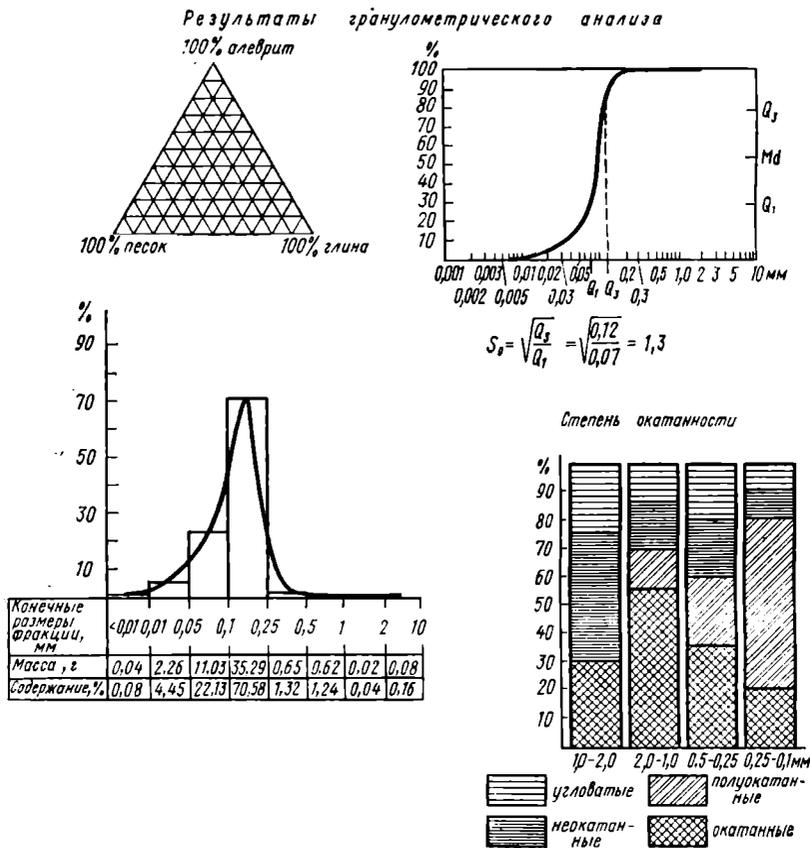
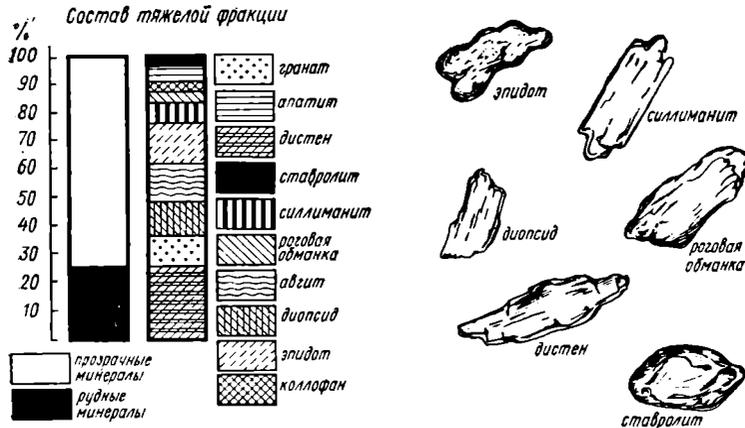
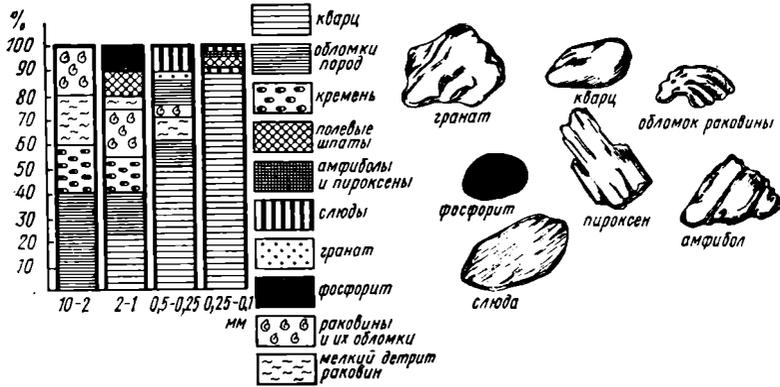


Рис. 13. Результаты гранулометрического анализа и минерально-петрографический анализ породы. Порода содержит 50-70% алеврита, что соответствует средне отсортированной породе. В плохо отсортированной породе ни одна из фракций не является преобладающей. Затем по ходу описания породы следует характеристика ее текстуры, т. е. особенностей расположения материала. Текстурные особенности породы при изучении шлифов выявляются для мелких разностей (мелко- и тонкозернистых песчаников и алевролитов). В более крупных разностях текстурные особенности породы в шлифах не улавливаются из-за их площади.

В обломочных породах отмечают тип слоистости (косая, волнистая, горизонтальная), характеризуют ее размеры, указывают причины образования: изменение крупности материала, наличие по слоистости органического материала или каких-либо включений.

Результаты минерального анализа размерных фракций



Песок мелкозернистый, хорошо сортированный преимущественно кварцевый с оаковинным детритом, заловый (приморские дюны)

ского изучения обломочной породы (макет)

ний; о песчаниках, у которых слоистость в шлифах не фиксируется, обычно пишут, что текстура у них беспорядочная. Наблюдать текстуры лучше при малом увеличении.

Далее характеризуют состав обломочной (терригенной) части породы. Песчаники и алевролиты по составу могут быть разнообразными (олигомиктовые, мезомиктовые, полимиктовые). Наиболее сложны для изучения полимиктовые разновидности, в которых зерна представлены обломками пород. Многие разновидности пород с большим трудом диагностируются в мелких зернах, а часто их даже не удается определить. Это касается в первую очередь различных эффузивов. Зерна, представленные основной массой кислых эффузивов, имеющих фельзитовую или микрофель-

зитовую структуру, могут быть приняты за обломки кремнистых пород или микрозернистых кварцитов. Зерна из средних и основных эффузивов обычно сильно изменены, что затрудняет их диагностику. Осадочные породы также присутствуют в качестве обломочного материала. Чаще всего это зерна глинистых или мелко-обломочных пород, но могут быть кремнистые, карбонатные и др.

При описании обломочной составляющей породы кроме минерально-петрографической характеристики обломочного материала указывается степень его выветрелости; это помогает в расшифровке процессов, имевших место в областях сноса и путях миграции. Особенное внимание в этом отношении следует уделять полевым шпатам, минералам, широко распространенным, но легко подвергающимся разрушению. Четко ограниченные кристаллы полевых шпатов могут принадлежать не терригенному, а пирокластическому материалу.

При изучении олигомиктовых разностей обломочных пород следует подробно рассматривать особенности кварца — включения, трещиноватость, характер погасания, так как они отличаются для кварца разного генезиса. В олигомиктовых обломочных породах часто присутствуют зерна глауконита и фосфатов. Поскольку эти минералы могут быть аутигенными и терригенными, важно на основании их свежести или выветрелости, а также формы зерен сделать правильный вывод об их генезисе.

Кроме качественной характеристики компонентов обломочного материала (породообразующих, более редко встречающихся и аксессуарных) визуально оценивается их количество. Выборочно для отдельных образцов по разрезу проводится подсчет в шлифах зерен различного минерально-петрографического состава. На основании содержания тех или иных компонентов породе дается название по составу.

Далее по ходу описания породы рассматривают цемент. Цементы обычно различают по составу и характеру цементации. Зерна в обломочной породе могут располагаться очень плотно друг к другу, но могут быть и свободно погруженными в цементирующем веществе. Количественные соотношения зерен и цемента в породе определяют тип цементации. Различают: базальный тип, где зерна составляют примерно половину породы и свободно располагаются в цементирующей массе; цементацию соприкосновения, когда часть зерен касается друг друга, но имеются и свободно располагающиеся в цементе зерна; цементация выполнения пор и пленочный тип цементации содержат заметно меньшие количества цемента. Наконец, известен тип цементации без цемента или с крайне незначительным его количеством, так называемая цементация растворения под давлением (рис. 14). Последний тип характерен для сильно измененных обломочных пород, когда в них имеет место растворение обломочного материала. При этом изменяются структура и частично состав, из полученных при растворении компонентов формируются новообразованные

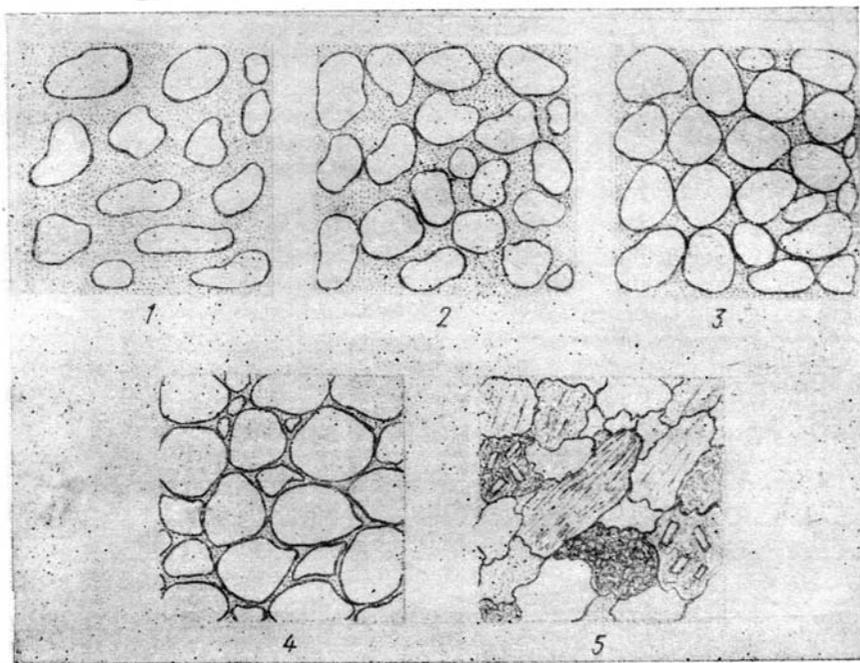


Рис. 14. Типы цементации:  
 1 — базальный, 2 — соприкосновения, 3 — выполнения пор, 4 — пленочный,  
 5 — растворения под давлением (бесцементные контакты)

минералы. Расшифровка первоначальной структуры затруднена, а иногда и невозможна.

Кроме типа цементации различают строение цемента, или его структуру, которое определяется частично его составом, по в основном оно зависит от процессов его формирования и преобразования. Выделяют по строению цемента аморфные (коллоидные и глобулярные) и кристаллические. Последние бывают микроагрегатные и беспорядочнозернистые (рис. 15). Выделяют также цементы крустификационные, где кристаллики цементирующего минерала ориентированы перпендикулярно к поверхности обломочного зерна. Их называют цементами обрастания. Известны цементы нарастания или регенерации, когда на кварцевые зерна нарастает с той же оптической ориентировкой, что и у зерна, кварцевый цемент. Зерна вместе с прилегающей частью цемента гаснут и просветляются одновременно. Различить зерна и цемент в таких песчаниках трудно. Только по продуктам разрушения на поверхности зерен удается выявить контуры зерен и цемента. Пойкилитовый цемент (или цемент прорастания) представлен крупными кристаллами цементирующего минерала. Они как бы прорастают обломочные зерна, имеющие значительно меньший

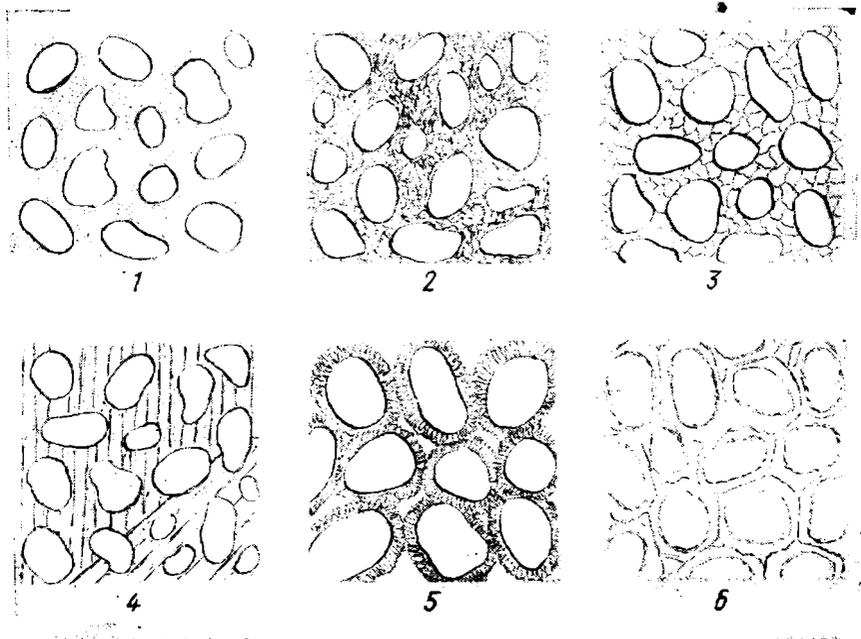


Рис. 15. Структурные типы (строение) цемента:  
 1 — аморфный, 2 — микроагрегатный, 3 — зернистокристаллический, 4 — пойкилитовый (прорастания), 5 — кристификационный (обрастания), 6 — регенерационный (нарастания)

размер. Перечисленные по строению цементы могут наблюдаться у пород с разными типами цементации.

По минеральному составу цементы могут быть очень различными. Наблюдаются цементы мономинеральные и смешанные, первые наиболее характерны для олигомиктовых платформенных пород, в полимиктовых породах обычно в цементах присутствует глинистый компонент. Широко распространены цементы кремнистые (опаловые, халцедоновые, кварцевые), карбонатные (кальцитовые, сидеритовые, доломитовые), фосфатные (преимущественно коллофановые), глинистые и другие, реже встречающиеся. Цементы смешанного состава имеют чаще всего кремнисто-глинистый, глинисто-карбонатный и кремнисто-слюдистый состав.

Иногда в сильно измененных породах первичный цемент замещен более поздним, чаще всего карбонатным. Вторичные цементы, как правило, более обильны, так как карбонаты захватывают не только место ранее существовавшего цемента, но и часть обломочных зерен.

Цементирующее вещество далеко не всегда полностью выполняет все поры, часть из них может оставаться свободной. В этих

случаях следует отмечать размеры пор и их процентное содержание в породе.

При описании обломочных пород указываются включения органического и неорганического происхождения. Характеристика органических включений имеет существенное значение для решения вопроса о генезисе породы. Отмечаются состав, размеры, сохранность и особенности расположения органического вещества в породе. Очень часто это вещество подчеркивает слоистость, особенно это характерно для растительного шламма.

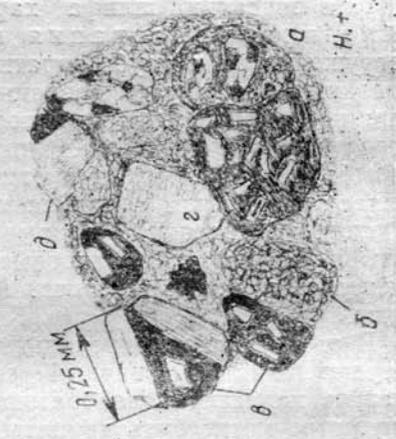
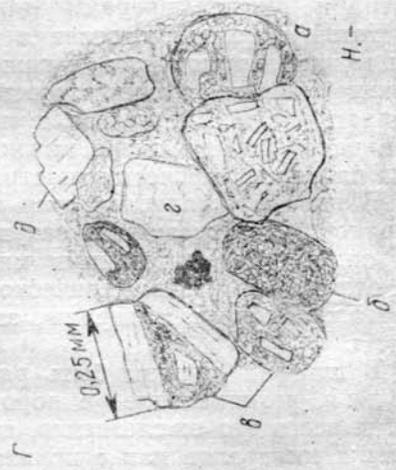
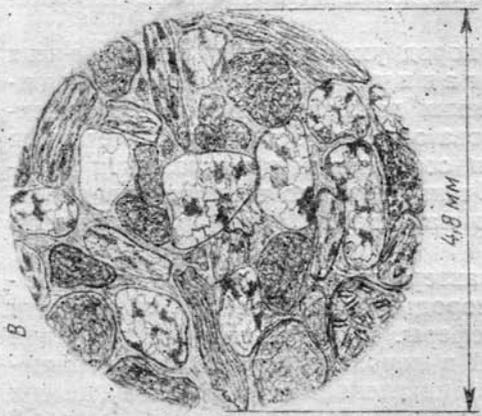
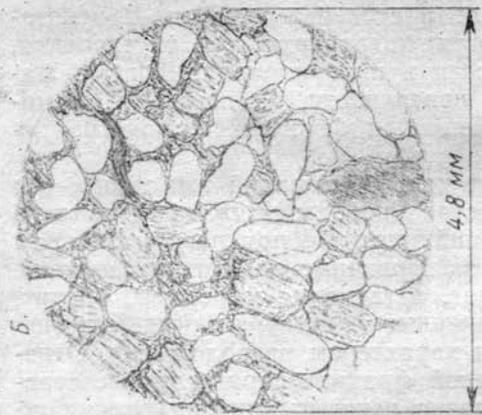
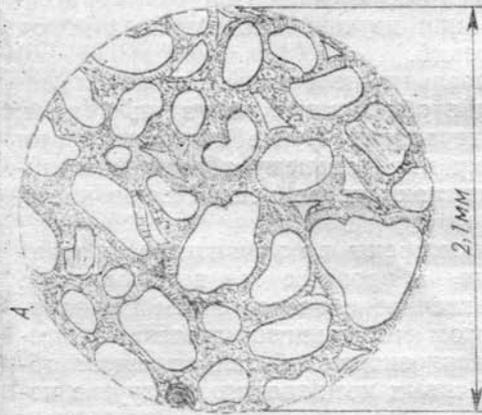
При описании шлифа характеризуются катагенетические преобразования породы, связанные с процессами погружения ее в глубь стратисферы. В результате воздействия высоких температур и давлений в породах происходят превращения: идет растворение и вынос значительных объемов вещества породы, преобразование глинистых минералов, слюд, полевых шпатов и др. Изменяются состав и строение цемента. В некоторых случаях зерна соприкасаются по поверхности растворения, отмечаются явления конформности и инкорпорации. Могут образовываться микростилолитовые поверхности, по которым формируется слюдястый материал. Меняются физические свойства породы.

В ряде случаев минеральных новообразований так много, что затушевывается первичный состав породы. Нужно правильно оценить характер новообразований, которые при невнимательном просмотре могут быть приняты за первичные компоненты породы. Новообразованные слюды, эпидот, титанистые минералы, апатит, рутил и другие минералы отличаются от терригенных большей чистотой, формами выделения и характером расположения. Отнесение этих компонентов к тяжелой фракции терригенной составляющей породы может существенно исказить представления об области сноса. Отделение аутигенных компонентов от терригенной части породы очень важно при изучении обломочных пород для палеогеографических построений.

В породе устанавливается последовательность выделения минералов. Так, трещинки, секущие обломочные зерна и цемент, выполнены более поздними минералами. Также более поздними по отношению к периферическому минеральному обрамлению микрополости будут минералы, занимающие ее центральную часть, и т. д.

В шлифах должны быть рассмотрены вторичные изменения, возникающие в породе в процессе ее выветривания. Чаще всего это ожелезнение, связанное с разложением Fe-содержащих минералов или с привнесом гидроокислов железа грунтовыми водами. Наблюдаются кавернозность, обязанная своим образованием растворению неустойчивых компонентов, и другие изменения.

На основании проведенного описания породы дается ее развернутое название, в которое включают ее структурные особен-



ности, состав обломочной части, характер и состав цемента. Например: песчаник мелко-среднезернистый субграувакковый с глинисто-серпичитовым цементом выполнения пор. На основании всех сведений, полученных при изучении образца и шлифа, делают выводы о его происхождении; шлиф зарисовывают.

В качестве примера приведено описание шлифа грауваккового песчаника (рис. 16). Структура породы мелкозернистая, размер зерен колеблется от 0,5 до 0,08 мм, преобладают зерна размером 0,2—0,15 мм. Они составляют до 50% обломочной части породы. Сортировка средняя. Большая часть зерен полуокатанная, хотя наблюдаются угловатые и редко оскольчатой формы. Наиболее хорошо окатаны крупные зерна. Некоторые зерна корродированы. Текстура беспорядочная.

Состав обломочной части полимиктовый (граувакковый). Зерна в своем большинстве представлены хлоритизированными обломками плагиоклазовых порфиритов (30% обломочной части). Около 20% составляют сильно измененные хлоритизированные зерна основной массы эффузивов, иногда они ожелезнены. Наблюдаются зерна плагиоклазов, обычно также измененных (10%). Однако имеются в небольшом количестве кристаллы плагиоклазов очень свежего облика, совершенно прозрачные. Небольшое количество зерен (5—8%) представлено микрозернистым известняком, эти зерна имеют преимущественно округлую форму. Остальное составляют зерна микрокварцитов — агрегаты зерен кварца лапчатой формы, зерна сильно измененных эффузивов, единично зерна кварца. Последние часто имеют очень неправильную оскольчатую форму. Встречаются настолько сильно ожелезненные зерна, что первичный их состав восстановить не удастся. Ряд обломочных зерен полностью замещен мелкозернистым кальцитом и сливается с цементом.

Цемент базальный кальцитовый микрозернистого строения, но иногда между терригенными зернами наблюдаются скопления более крупных кристаллов кальцита (до 0,2 мм).

Органические остатки очень редкие — это обломки гранулированных раковин фораминифер, единично мелкий неопределимый раковинный детрит.

Новообразования — редкие скопления мелких кристалликов хлорита. Также редко встречаются мелкие гнезда из шариков пи-

---

Рис. 16. Зарисовка шлифов песчаников различного минерально-петрографического состава: А — песчаник среднезернистый кварцевый с халцедон-опаловым цементом, местами крустификационного строения, темное — глауконит, *н.—*; Б — песчаник крупнозернистый аркозовый с кварцевым цементом регенерации, с участками цементации растворения под давлением, в верхней половине шлифа цемент более поздний — кальцитовый, темное — биотит, *н.—*; В — песчаник грубо-крупнозернистый граувакковый, состоящий в основном из зерен метаморфических пород, с хлоритовым цементом, *н.+*; Г — песчаник мелкозернистый граувакковый с базальным кальцитовым мелкозернистым цементом: *а* — обломок гранулированной фораминиферы, *б* — зерно известняка, *в* — зерна плагиоклазовых порфиритов, *г* — полевой шпат, *д* — плагиоклаз *н.—*; рядом *н.+*

рита (по-видимому, диагенетические). В незначительном количестве развиты мелкие выделения гидроокислов железа, чаще они прокрашивают разрушенные терригенные зерна (см. рис. 16, Г).

Порода — песчаник мелкозернистый граувакковый с незначительной примесью пирокластического материала, с базальным кальцитовым цементом. Поскольку песчаник граувакковый с примесью синхронного осадконакопления пирокластического материала (оскольчатый кварц, свежего облика плагиоклазы), можно сделать вывод о том, что в области сноса разрушались преимущественно вулканогенные толщи, а также имел место синхронный вулканизм. Пески накапливались в морском бассейне, так как имеются обломки раковинок фораминифер, кроме того это подтверждается кальцитовым цементом и скоплением диагенетического пирита. Эти минералы чаще всего формируются в морских условиях.

В заключение приведем общую ориентировочную схему описания песчаной обломочной породы в шлифе под микроскопом.

#### **СХЕМА МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ ОБЛОМОЧНОЙ ПОРОДЫ В ШЛИФЕ**

##### **1. Структура:**

а) размер преобладающих зерен (определяется окулярной линейкой). Размер самых крупных и самых мелких зерен (с измерениями) и количество тех и других (приблизительная оценка): как вывод — степень сортировки;

б) форма зерен (описание сопровождается зарисовками); формы преобладающие и встречающиеся редко. Приблизительная оценка степени окатанности материала;

в) соотношение между размером зерен и их формой: наблюдаются ли особенности в форме зерен в зависимости от их размера.

##### **2. Текстура:**

а) характер слоистости, ее вид (косая, горизонтальная и т. д.);

б) размеры, толщина отдельных слоев;

в) чем обусловлена слоистость (сменой крупности материала, наличием раковинного детрита и др.);

г) четкость слоистости (четкая, незавершенная, нарушенная, например, в результате оползания).

Если признаков слоистости не видно, то текстура беспорядочная. Зарисовки.

##### **3. Петрографический и минеральный состав обломочной части:**

а) состав и относительное количество преобладающей части зерен. Перечисление и краткое описание составных частей в порядке убывания роли. Желателен количественный подсчет соотношений (в %). Характеристика отдельно встречающихся зерен и упоминание единичных. Степень однородности породы по составу зерен;

5) соотношения между петрографическим (минеральным) составом и структурными особенностями: с размером и формой зерен.

#### 4. Цемент:

а) минеральный состав цемента. Степень его однородности, строение;

б) тип цементации.

#### 5. Органические включения:

а) их количество (много, мало, единично);

б) групповая принадлежность (растительные или животные, какая группа организмов). Степень однородности, присутствие разных групп;

в) сохранность (целые створки или детрит, неопределенные обломки);

г) распределение: послойное, участками, беспорядочное, определенная ориентировка раковин створками в одном направлении и т. д. Зарисовки.

#### 6. Неорганические включения:

Конкреционные образования, отдельные кристаллы, частицы вулканического пепла, гнездовидные включения и т. д.

#### 7. Катагенетические образования:

а) характер контактов между обломочными зернами: точечные, линейные, волнистые, зубчатые (стилолитовые) и т. д.;

б) наблюдаются ли регенерационные явления в обломочных зернах и новообразования кристаллов: кварца, кремнезема, карбонатов и т. д.;

в) выполнения трещинок в породе.

#### 8. Вторичные изменения:

Ожелезнение, растрескивание, признаки вторичного выветривания, если его можно отличить от следов первоначального выветривания обломочных зерен и т. д.

В результате следует дать развернутое название породы. Оно должно содержать следующую характеристику: 1 — основное наименование породы; 2 — средний гранулометрический состав; 3 — наименование по петрографическому (минеральному) составу; 4 — состав цемента и 5 — тип цементации. Например, «песчаник мелкозернистый, аркозовый с известковым цементом базального типа».

### **ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД**

В обломочных породах можно выделить несколько генетически различных составных частей: 1) собственно обломочную, которую также называют реликтовой или аллотигенной; 2) аутигенную, возникшую во время накопления осадка и его последующего преобразования; 3) органогенную и 4) вулканогенную, синхронную времени накопления осадка.

Собственно обломочная составляющая часть

породы — это поступившие из питающей провинции (области размыва), в той или иной мере уцелевшие от выветривания обломки материнских пород и слагавших их минералов, т. е. продукты механического выветривания. Возникшие в области размыва продукты химического разложения материнских пород представлены главным образом глинистыми минералами из коры выветривания. Кроме того, в коре выветривания могут формироваться новообразованные минералы группы глинозема, железистые минералы и др. Все они переносятся механическим путем большей частью в форме тонкой взвеси и соответственно также принадлежат к аллотигенным компонентам.

Продукты химического разложения материнских пород, перешедшие в растворы (истинные и коллоидные) и в такой форме поступившие в область накопления, в силу изменившихся физико-химических условий среды выпадают в осадок и дают минеральные виды, до этого не существовавшие. Это могут быть карбонаты, кремнеземы, железистые минералы и др. Для морских условий, например, очень характерны глауконит, шамозит и др. При этом если их образование совпадает по времени с накоплением обломочной части осадка, то их называют сингенетическими, если же они образовались в уже накопившемся осадке — диагенетическими. Иногда вместо выражения «сингенетические» употребляют «раннедиагенетические». Кроме того, существуют и более поздние минеральные новообразования, возникшие уже в сформировавшейся породе в результате последующих катагенетических (эпигенетических) процессов. Все эти компоненты породы называют аутигенными.

Органические остатки являются очень важной составной частью осадков. По времени своего образования они могут быть одновременными с накоплением осадка, характеризуя среду его образования, но также могут быть и обломочными (терригенными), будучи принесенными из области размыва или захваченными при переносе.

В некоторых случаях в обломочных породах, сложенных перенесенными продуктами выветривания, могут присутствовать продукты вулканической деятельности, одновременной с осадконакоплением, — вулканогенные составные части.

В задачу лабораторного генетического изучения обломочных пород входит выявление перечисленных групп и установление роли каждой из них в сложении данной породы. При этом органические остатки и вулканогенный материал имеют настолько важное литогенетическое значение, что их рассмотрение выделено в особые разделы.

Собственно обломочные компоненты — обломки пород и минералов — очень разнообразны, генетически они наиболее непосредственно связаны с составом материнских пород в области размыва. Отчасти они свидетельствуют об интенсивности выветривания в области размыва, а следовательно, и о климатических условиях, а также о путях и дальности переноса, точнее о дли-

тельности переработки материала до его окончательного захоронения. Чем состав однообразней и чем больше в нем хорошо окатанного кварца, тем дольше материнские породы подвергались выветриванию или тем дольше протекала переработка этого материала до его окончательного захоронения. О таких осадках и породах говорят поэтому как о зрелых. Наоборот, разнообразный состав обломочной части в сочетании с плохой его сортировкой и присутствием в цементе мелко перетертого материала того же состава и глинистых минералов говорит о быстром размыве и относительно быстром захоронении (незрелые осадки и породы). Зрелые преимущественно кварцевые песчаники с примесью полевых шпатов и белой слюды свойственны в большинстве случаев платформенным образованиям, тогда как незрелые породы полимиктового, часто грауваккового состава более характерны для отложений складчатых областей, межгорных и предгорных впадин.

Лучше всего о составе пород, развитых в области размыва, свидетельствуют гальки и гравий, так как они большей частью состоят из обломков самих материнских пород. Кроме того, в этих относительно крупных обломках, если из них приготовить шлифы, удобно изучать характер выветривания различных слагающих их компонентов и на этом основании судить о климатических условиях зоны выветривания. Иногда в гальках и гравии попадаются фауна и остатки флоры, по которым можно судить о геологическом возрасте размытых пород.

Кварц — наиболее распространенный и устойчивый компонент обломочных пород (табл. 8). Именно в силу его широкого распространения и кажущегося однообразия он до недавнего времени считался маловыразительным в генетическом отношении. В настоящее время доказано, что по характеру включений в кварце, а также по деформациям в его кристаллической решетке (под микроскопом эти деформации выражены в различных видах «волнистого погасания») можно судить о том, из каких материнских пород он произошел. Включения в кварце хорошо видны под микроскопом, но для более точного количественного их учета используют влияние включений на плотностную характеристику кварцевых зерен. Легкие включения (например, газовые пузырьки и углистое вещество) уменьшают общую плотность зерна, а тяжелые включения (рудные или такие минералы, как циркон, ильменит) увеличивают ее. Для точного разделения кварца по плотности его зерен и их количественного учета разработана специальная методика разделения с помощью «градиентных трубок». Она позволяет разделять кварцевые зерна в интервале плотностей 2,61—2,68 г/см<sup>3</sup>. Плотность оптически чистого кварца составляет 2,648 г/см<sup>3</sup>. Деформации в кристаллической решетке кварца изучаются под поляризационным микроскопом. По характеру деформаций выделяется несколько типов структурных дефектов, а по ним и по их сочетаниям удается выделить кварц, принадлежащий следующим группам материнских

пород: 1) метаморфических пород; 2) древних гранитоидов (архейских щитов); 3) молодых (интрузивных) гранитоидов, 4) жильный (гидротермальный и пневматолитово-гидротермальный), 5) пегматитов и 6) кислых эффузивов.

Полевые шпаты — также широко распространенные минералы обломочных пород. По их составу и типоморфным осо-

Таблица 8

Относительная устойчивость к выветриванию породообразующих минералов  
(по Э. Дегенсу, 1967)

Генезис	Минералы	
	мафические	сиалические
Обломочные	оливин пироксены (авгит) амфиболы (роговая обманка) биотит	битовнит лабрадор андезин олигоклаз
Обломочные и аутигенные		альбит калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) мусковит кварц

↑  
уменьшение устойчивости  
↓

бенностям, определяемым под микроскопом, можно приблизительно, а в благоприятных случаях довольно точно определять характер материнских пород, из которых они произошли. Существенным затруднением при этом служит то, что полевые шпаты в отличие от кварца подвержены значительным вторичным изменениям, особенно в зоне выветривания в области размыва. Несколько меньше они изменяются в диагенезе, но в результате катагенетических процессов могут целиком замещаться другими минералами (например, карбонатами, агрегатами глинистых минералов). Наиболее распространенное изменение полевых шпатов — пелитизация, при которой сначала по трещинкам, а затем и по всему зерну развиваются мельчайшие выделения глинистых минералов, превращающие зерно из прозрачного в грязно-серое, в котором под микроскопом лишь просматриваются следы первоначального зерна. Обычны также серицитизация, прорастание эпидотом, хлоритизация и т. д. Тем не менее даже приблизительно разделение зерен полевых шпатов по составу очень важно. Являются ли они калиевыми или плагиоклазами (определение облегчается различием вторичных изменений), а сами плагиоклазы кислыми или основными позволяет приблизительно определить принадлежность минералов к той или иной материнской породе.

Уже давно получило широкое признание использование для генетических выводов акцессорных обломочных минералов.

Эти минералы, так же как и породообразующие, имеют разную степень устойчивости к выветриванию, т. е. в основном к химическому воздействию, а также к истиранию при переносе и перетолжении — к механическому воздействию. Сочетание этих показателей позволяет наметить следующий ряд наиболее распространенных акцессорных минералов в направлении от устойчивых к менее устойчивым: рутил — циркон — турмалин — дистен — ставролит — гранат (альмандин) — пироп — эпидот — биотит — роговая обманка — авгит — оливин. Именно поэтому в составе тяжелых фракций песчаных и алевритовых пород платформенных областей минералы, стоящие в начале этого ряда, встречаются чаще, а минералы, стоящие в конце, — реже. Тем не менее общий состав тяжелых фракций обломочных пород, особенно комплекс (ассоциация) прозрачных минералов, находится в определенной связи с составом материнских пород. Это позволило В. П. Батурину еще в 1947 г. ввести понятие о терригенно-минералогических провинциях, под которыми он понимал «области седиментации (как современные, так и ископаемые), охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов и связанных с одной питающей провинцией». Закономерности соотношений между составом минеральных ассоциаций осадка и пород питающих провинций были детально изучены В. П. Батуриным. Впоследствии эти представления были уточнены (табл. 9).

В настоящее время считается, что наиболее полную информацию о связи минерального состава обломочных пород с питающими провинциями дает не столько непосредственный состав обломочных минералов, а определенные соотношения между некоторыми наиболее характерными минеральными видами. Вызвано это тем, что между минеральным составом пород питающих провинций и составом образующихся за их счет терригенно-минералогических ассоциаций наблюдаются не только качественные, но и количественные различия. Поэтому вырабатываются определенные терригенно-минералогические коэффициенты, показывающие связи между теми или иными геологическими факторами: составом пород в области размыта — «петрофондом» — и составом акцессорных минералов в терригенно-минералогических провинциях. В частности, для указанной цели рекомендуется использовать соотношения циркон/рутил; силлиманит/турмалин; ставролит/дистен и др.

Аутигенное минералообразование в обломочных породах, как уже отмечалось, чаще всего проявляется в развитии карбонатов, окремнении (опал, кристобалит, халцедон), образовании глинистых минералов, вообще в образовании цемента, в нарастании кварца и полевых шпатов. Все эти явления хорошо наблюдаются в шлифах под поляризационным микроскопом. При макроскопических наблюдениях выявляются образо-

ванные в эту стадию конкреции, также весьма разнообразные по составу: карбонатные, железистые, кремневые, фосфатные и др.

Катагенетические изменения и новообразования. У современных осадков таких изменений нет. В древних породах они появляются благодаря медленным, вековым преобразованиям, которые осадочные породы испытывают в зем-

Таблица 9

Связь минеральных ассоциаций обломочных пород с питающими провинциями  
(по Ф. Дж. Петтиджону, 1981, с сокращениями)

---

#### Обломочные осадочные породы:

кварц (особенно с окатанными регенерированными каемками), кремль, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанный), циркон (окатанный)

---

#### Метаморфические породы:

гранат, амфибол, кнапит, силлиманит, ставролит, кварц (метаморфическая разность), эпидот, цонзит, магнетит

---

#### Кислые изверженные породы:

апатит, биотит, амфибол, мусковит, сфен, циркон, кварц (изверженная разность), микроклин, магнетит, турмалин (небольшие кристаллы)

---

#### Основные изверженные породы:

авгит, анатаз, брукит, гиперстен, ильменит и магнетит, хромит, лейкоксен, оливин, рутил, средние плагиоклазы, серпентин

---

#### Пегматиты:

флюорит, турмалин (обычно голубой), гранат, монацит, мусковит, топаз, альбит, микроклин

---

ных недрах. При этом действующими факторами являются давление нагрузки вышележащих пород, рост температуры, иногда тектонический стресс, а также циркулирующие в породах нагретые подземные воды, обычно с повышенной минерализацией.

В процессе катагенеза происходят перекристаллизация цементов, часто с формированием новых минеральных видов, образование характерных структур — конформных, инкорпорационных, формирование бесцементных контактов (цементация растворения под давлением), стилолитовых поверхностей и др. При высоких давлениях и температурах происходят растворение наименее стойких терригенных зерен и первичного цемента и воз-

никновение новообразований, более устойчивых в данной физико-химической среде, таких как слюды мусковитового ряда, полевые шпаты, титансодержащие минералы, апатит и др. Они выполняют микропустоты в породе, проникают по плоскостям спайности в терригенные зерна, а также выполняют трещинки, возникшие при тектонических процессах. Катагенетические преобразования затрудняют, а иногда делают почти невозможным восстановление первичного облика осадка и расшифровку генезиса породы.

### **ЗНАЧЕНИЕ И ДИАГНОСТИКА ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

Обнаружение пирокластического материала в осадочных породах, хотя бы в незначительном количестве, имеет важное практическое и палеогеографическое значение. Практическое значение определяется тем, что с вулканическим процессом связано образование многих ценных видов минерального сырья. С термальными водами и газовыми эманациями, сопровождающими вулканизм, нередко связано появление полиметаллических колчеданных месторождений (медь, свинец, цинк), а также руд фосфора, сурьмы, мышьяка, ртути, редких элементов, золота, черных металлов (железа, марганца и др.). Сами пирокластические породы, а также продукты их гидротермальной переработки и поверхностного выветривания во многих случаях оказываются важным сырьем. Достаточно напомнить известные арктические туфы (Армянская ССР) и бентонитовые глины (Грузинская ССР). Поэтому, если обнаружены пирокластические породы или даже примесь пирокластического материала, это служит поисковым признаком на возможность нахождения полезных ископаемых, связанных с соответствующим этапом вулканизма.

Палеогеографическое значение пирокластического материала состоит в том, что он указывает на существование очагов вулканической деятельности и помогает расшифровке палеоландшафтов соответствующей эпохи, а также на тектонический режим, так как активный вулканизм связан с повышенной тектонической активностью и определенными тектоническими зонами. Выявление фаций вулканизма (см. теоретическую часть курса) помогает восстановлению центров вулканической деятельности и установлению типа вулканизма — являлся ли он центральным, трещинным, подводным и т. д. Поэтому важно уметь обнаруживать пирокластический материал в осадочных разрезах и правильно его диагностировать.

В литологическом отношении пирокластические породы, как это показано выше (с. 15), очень разнообразны. Соответственно разнообразен и слагающий их материал. Диагностика его осуществляется главным образом на основании следующих трех групп признаков: 1) вещественного состава, 2) структурных особенностей, 3) пространственных соотношений, т. е. поведения

на площади, связи с тектоническими структурами, взаимоотношения с другими породами (например, переслаивания с лавами). Последняя категория признаков очень важна, но выявляется во время полевых работ. Поэтому здесь будут рассмотрены только две первые группы признаков.

Если пирокластический материал грубообломочный, диагностика его обычно не встречает значительных затруднений. Прежде всего о его присутствии говорят обломки того или иного состава, наличие пористых пемз и шлаков. Однако следует обратить внимание на то, что значительная пористость сохраняется обычно только у современных и молодых шлаков. В древних же породах (палеозойских и докембрийских) поры оказываются в значительной степени заполненными продуктами катагенетических изменений пород, а также материалом их гидротермальной проработки. Чаще всего эти процессы дают окремнение, карбонатизацию, хлоритизацию, появляются глинистые продукты: каолинит, монтмориллонит и др. Естественно, что эти процессы захватывают не только обломки шлаков и пемзы, но и всю массу породы. Особенно легко подвергается вторичным изменениям вулканическое стекло, так что в древних породах оно почти не сохраняется.

Грубый пирокластический материал обычно слагается обломками лав одного состава, но если происходит взрыв вулканических конусов, то может выбрасываться весьма разнообразный материал, поскольку конусы могут расти длительное время и иметь неоднородный состав. Кроме того, в типичных вулканических выбросах может присутствовать нормальный осадочный материал и даже органические остатки. Они попадают в продукты взрывов со стенок подводящих лаву каналов и захватываются ею во время подъема к дневной поверхности. Обломки в пирокластических породах могут принадлежать любым лавам, изливающимся на дневную поверхность (их состав и структурно-текстурные особенности рассматриваются в курсах петрографии магматических пород). Больше всего пирокластического материала получается при извержении лав кислого состава (риолиты, дациты и др.), соответственно им слагаются и наиболее мощные толщи.

Самый характерный признак структуры грубообломочных пирокластических пород — их плохая сортировка, агломераты (см. табл. 2) являются наиболее типичными представителями и этих пород. Чем мельче пирокластический материал, тем он лучше отсортирован. Это естественное следствие того, что чем дальше от центра извержения, тем полнее осуществляется механическая осадочная дифференциация, независимо от того, будет ли перенос осуществлен водой или по воздуху.

Более мелкие частицы, заполняющие в агломератах и других плохо сортированных разностях пород промежутки между крупными обломками, сложены обычно тем же пирокластическим материалом, но мелко раздробленным. В туфах, кроме мелких об-

ломков, между зернами обычно появляется цементирующее вещество иного состава: карбонатное, кремнистое, глинистое и др.

Что касается формы обломков в грубых породах, то очень характерны своеобразные закрученные формы вулканических бомб и лапиллей. Однако часто бомбы и лапилли имеют угловатые неправильные формы, и тогда этот признак теряет диагностическое значение.

Вулканические продукты песчаной и алевритовой размерности — вулканические пеплы — по составу могут быть разделены на три группы: 1 — литокластические, 2 — кристаллокластические, 3 — витрокластические, а также смешанные.

Литокластические туфы и тефры состоят из обломочков исходной лавы (рис. 17). Если лава мелкозернистая, то даже в

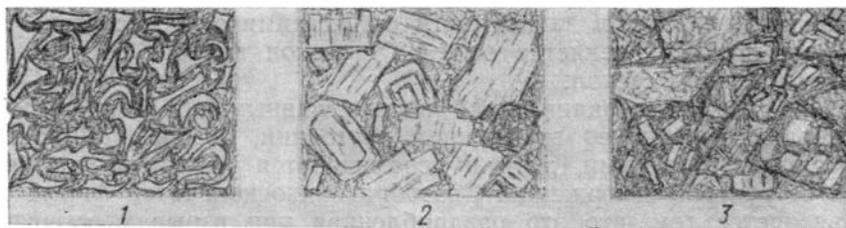


Рис. 17. Туфы:

1 — витрокластический, 2 — кристаллокластический, 3 — литокристаллокластический

мелких ее обломочках могут быть видны характерные структуры: флюидальная, интерсертальная, порфиристая и т. д. Эти обломочки могут принадлежать риолитам, базальтам, порфиритам и другим, причем если продукт одного извержения, то будут преобладать обломки одного состава. Наоборот, если среди обломков присутствуют самые разнообразные породы к тому же со следами выветривания — это указание на то, что мы имеем дело не с вулканогенно-обломочной породой, а с грауваккой, образовавшейся за счет размыва пород древнего вулканогенного комплекса.

Кристаллокластические тефры и туфы состоят главным образом из скоплений отдельных кристалликов, находившихся в лаве в виде порфировых выделений. Чаще всего это кристаллы полевых шпатов и кварца, но бывают и скопления других минералов (роговых обманок, биотита, пироксенов и даже рудных минералов: магнетита, ильменита и др.). Отделение таких минералов происходит в силу их большей плотности, благодаря чему они во взрывном облаке падают быстрее, чем более легкие минералы, такие как кварц и полевые шпаты и мелкие обломочки самой лавы. Очень характерны формы минералов —

часто правильные кристаллографические очертания, иногда с углублениями, возникающими при неравномерной кристаллизации (особенно часто у кварца).

Витрокластические тефры и туфы являются, пожалуй, наиболее характерной группой пирокластических пород. Они особенно характерны для вулканических пеплов как песчаной, так и алевроитовой размерности. Состоят они из осколочков вулканического стекла, причем им особенно свойственна остроугольная, оскольчатая форма, хорошо видимая под микроскопом. Нередко осколки серповидной и треугольной формы, имеют вид рогулек, последние похожи на спикулы кремневых губок. Это сходство увеличивается тем, что они сложены веществом, не действующим на поляризованный свет: опалом у кремневых организмов и стеклом у пеплов. Однако имеется существенная разница в показателях преломления: у опала он около 1,43, а у вулканических стекол в зависимости от их химического состава он заметно выше и меняется от 1,49 у стекол кислого состава до 1,57 у основных стекол.

Переносится вулканический пепел главным образом ветром. Частицы летят во взвешенном состоянии, поэтому они остаются остроугольными, хотя и перемещаются на сотни километров от центров извержений. Своеобразная оскольчатая форма их объясняется тем, что это раздробленная при взрывах остывающая стекловатая и пузыристая лава. Образующиеся в ней пузырьки давлением газов разрываются, осколки взлетают и подхватываются восходящим током горячего вулканического газа и воздуха.

Очень характерны диагенетические, а особенно вторичные — эпигенетические (катагенетические) изменения вулканогенного обломочного материала, особенно вулканических стекол. Так, в породах палеозойского возраста неизмененное вулканическое стекло почти не встречается. В мезозойских отложениях оно встречается чаще и довольно обычно в пирокластических породах неогенового и четвертичного возраста. Чаще всего происходит превращение стекла в глинистое вещество. Особенно характерно образование монтмориллонита. Некоторые исследователи склонны связывать образование всех крупных залежей монтмориллонитовых глин с продуктами разложения вулканических пеплов. При этом исходная пепловая структура в одних случаях исчезает, в других — хорошо сохраняются реликты пепловой структуры, хотя порода уже полностью превращена в глину. Хорошим примером служит бентонитовая глина месторождения Гумбри в Грузинской ССР, где в породе монтмориллонитового состава хорошо видна первоначальная структура бывшего стекла.

Кроме пелитизации и превращения в глинистые минералы в тефрах, а особенно в вулканических туфах, происходят и другие весьма разнообразные вторичные изменения: окварцевание и карбонатизация, нередко идет развитие цеолитов, вторичных полевых шпатов, образование вторичного эпидота, хлоритов, сери-

цита и др. Все это сильно меняет первоначальный облик породы, затрудняет ее диагностику, а иногда делает невозможным точное определение первоначального состава породы. Особенно эти изменения осложняют диагностику пирокластического материала в породах смешанного состава — в туффитах. В них даже в малоизмененных разностях указанные выше диагностические признаки иногда распознаются с трудом.

## Глава II

# ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Границей между обломочными и пелитовыми частицами принята величина в 0,005 мм (см. табл. 2). Эта граница условная, и ее часто проводят иначе: по 0,01 мм, 0,002 и даже по 0,001 мм; таким образом, получается разница на целый порядок. Существуют разные определения глинистой породы. В настоящем руководстве принято следующее определение: к глинистым принадлежат породы, сложенные частицами меньше 0,005 мм, состоящие преимущественно из глинистых минералов и обладающие специфическими физическими и химическими свойствами. К ним принадлежат пластичность, адсорбционная способность и способность к катионному обмену, огнеупорность, водоупорность и др. Наиболее отчетливо такие свойства выражены у слабо измененных постседиментационными процессами глин. Если же эти изменения выражены сильно, то глины превращаются в аргиллиты, перестают размокать в воде и теряют ряд других свойств, характерных для глин; при еще большем изменении, когда в породе в большом количестве появляются новообразованные минералы (хлорит, серицит) и она приобретает новые свойства, получаются глинистые сланцы и филлиты. Такая порода стоит уже на границе между осадочными и метаморфическими.

Глинистые породы характеризуются не только мелким размером частиц, но и определенным минеральным составом. Глинистые минералы — водные силикаты и алюмосиликаты слоистой структуры. Среди них различают минералы, состоящие из двух-, трехэтажных силикатных слоев, из пакетов, сложенных одним одноэтажным и одним трехэтажным силикатными слоями. Встречаются смешаннослойные глинистые минералы, реже — рентгеноаморфные. Классифицируются они на основании особенностей строения кристаллической решетки (табл. 10).

Преобладают каолиновые гидрослюдястые, монтмориллонитовые глины и т. д. Мономинеральные глины, т. е. состоящие целиком из одного глинистого минерала, встречаются редко. Значительно распространены олигомиктовые глины, в которых один из минералов преобладает, но с заметной примесью других минералов. Еще более широко развиты глины полимиктовые, состоящие из смеси разных глинистых и неглинистых минералов. Довольно широко развиты смешанные глинисто-карбонатные (в том числе мергели), глинисто-кремнистые породы и др.

Другой принцип разделения глинистых пород основан на их

## Классификация глинистых минералов (составлена Л. Г. Рекшинской)

Тип, класс, группа	Минералы
<p align="center"><b>Аморфные</b></p> <p align="center">Группа аллофана</p>	аллофан
<p align="center"><b>Кристаллические Слоистые</b></p> <p>I. С двухэтажным строением слоя (1:1) Группа каолинита — серпентина:</p> <p align="center">подгруппа каолинита</p> <p align="center">подгруппа серпентина</p>	<p>каолинит диксит накрит галлуазит</p> <p>хризотил антигорит</p>
<p>II. С трехэтажным строением слоя (2:1)</p> <p>1. Группа пирофиллита — талька</p> <p>2. Группа смектита (монтмориллонит—сапонит)</p> <p>3. Группа гидрослюд</p> <p>4. Группа вермикулита</p>	<p>пирофиллит тальк</p> <p>монтмориллонит бейделлит нонронит сапонит гекторит</p> <p>гидромусковит глауконит селадонит гидробиотит</p> <p>вермикулит</p>
<p>III. С пакетом из трех- и одноэтажного слоев (2:1:1) Группа хлорита — шамозита</p>	хлорит шамозит
<p>IV. Смешаннослойные Упорядоченные Неупорядоченные</p>	<p>алебардит гидрослюда — монтмориллонит монтмориллонит — хлорит каолинит — монтмориллонит и др.</p>
<p align="center"><b>Слоисто-ленточные</b></p> <p align="center">Группа палыгорскита — сепиолита</p>	палыгорскит сепиолит

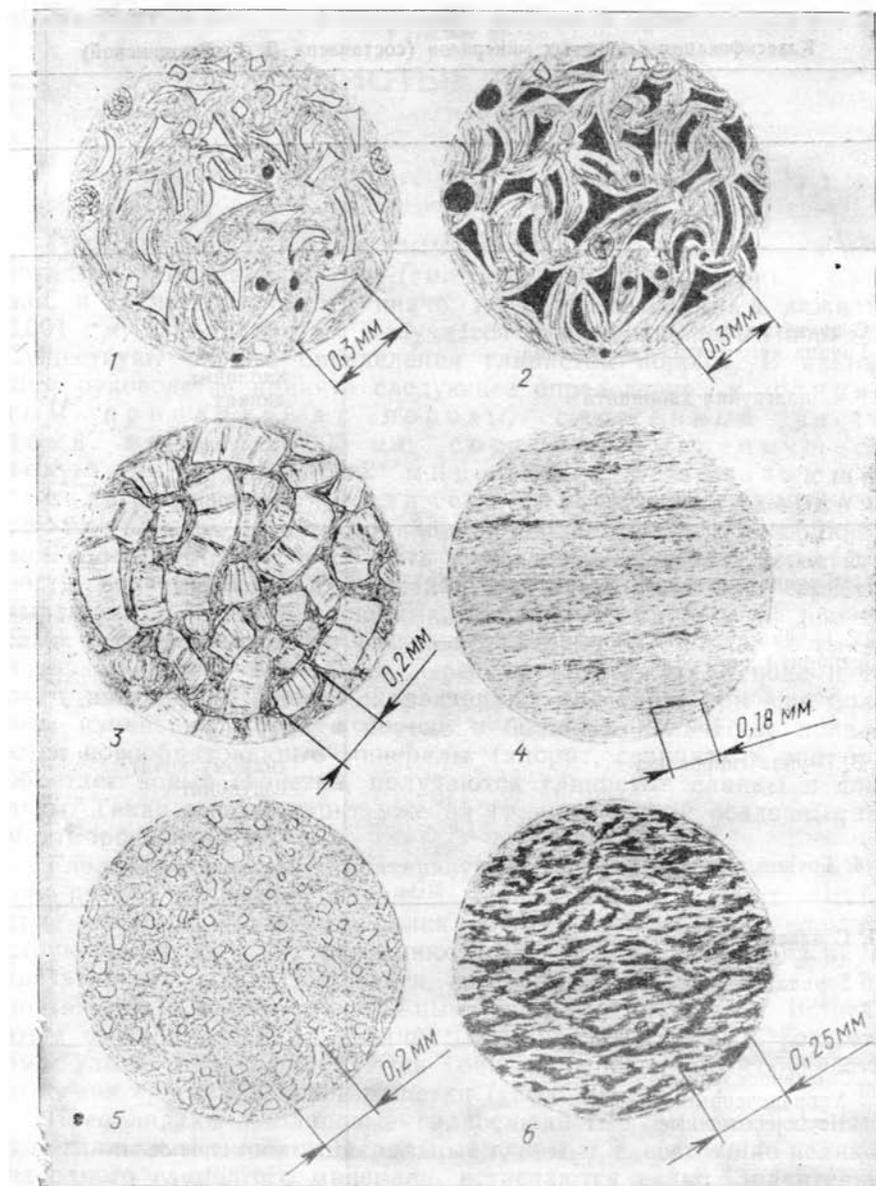


Рис. 18. Структуры глинистых пород:  
 1 и 2 — реликтовая пепловая: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором;  
 3 — зернистокристаллическая без анализатора; 4 — крупночешуйчатая ориентированная без анализатора; 5 — алевропелитовая без анализатора; 6 — фитопелитовая без анализатора

гранулометрическом составе. Так, некоторые исследователи к категории глинистых относят породы, состоящие из частиц размером меньше 0,001 мм. Более крупные разности (0,01—0,005 мм) называют «тонкими суглинками» и даже породы с размером частиц 0,005—0,001 мм еще не считают глинистыми. Иногда породы с частицами 0,01—0,001 мм называют «грубыми глинами», а с частицами меньше 0,001 мм — «тонкими» или «собственно глинами».

Разделяют глины и по физическим свойствам, имеющим важное практическое значение. По огнеупорности выделяют несколько классов (легкоплавкие, тугоплавкие, огнеупорные и высокоогнеупорные), разделяют по пластичности, по поглотительной способности и другим свойствам.

Еще один принцип разделения основан на составе и количестве в породе неглинистых примесей: обломочного и хемогенного материала, биогенных продуктов. Так, по количеству песчаной и алевритовой примеси в геологии четвертичных отложений и в инженерной геологии разработана номенклатура смешанных пород с использованием терминов «супеси», «легкие суглинки», «тяжелые суглинки» и т. д.

Глинистые минералы образуются главным образом в ходе выветривания материнских пород, они широко распространены в корях выветривания. Большинство глин, накопившихся в различных физико-географических условиях, а также глинистая примесь в других породах образовались вследствие размыва и перетложения продуктов выветривания. Важным исключением являются некоторые монтмориллонитовые глины, образовавшиеся при диагенетическом преобразовании пепловых туфов (рис. 18).

Глинистые породы — наиболее распространенная группа в осадочной оболочке Земли, что является естественным следствием соответствия минерального состава глинистых пород физико-химическим и термодинамическим условиям зоны осадкообразования. Глины состоят из минералов, в основном образовавшихся в поверхностных условиях. Они приспособлены к существованию в этих условиях, оказываются более устойчивыми и, как следствие, наиболее распространенными. Глины встречаются в очень разных ландшафтных условиях и принимают участие в составе всевозможных генетических типов отложений. Они известны во всех климатических типах осадочного процесса, в любых районах на суше — от горных склонов до низменных равнин и на любой глубине в морях и океанах — от литоральной области до дна океанических желобов. Нет ни одной обстановки осадконакопления из числа рассматриваемых в теоретической части курса учения о фациях, в которой не могло бы происходить накопления глинистых частиц и где бы они не образовывали хотя бы маломощные линзовидные прослои. Даже в областях скал и россыпей на суше и в областях океанского приобья появляются пусть небольшие, но защищенные от денудационных агентов участки с накапливаемым глинистым материалом.

В настоящее время установлено, что в природных условиях тонкие глинистые частицы ( $< 1$  мкм) непосредственно дна глубоководных водоемов не достигают. Этому препятствует их исключительная подвижность и турбулентный характер движения водных струй. Осаждение самых тонких глинистых частиц может иметь место только в результате их укрупнения и образования агрегатов, а также после их прохождения через кишечник организмов, откуда они выбрасываются в форме мелких комочков (пеллет), которые и опускаются на дно.

Разнообразие условий накопления приводит к тому, что глинистые породы очень различаются как по составу, так и по условиям залегания. Они могут образовывать прослои в несколько миллиметров толщиной и несколько сантиметров длиной, а также слагать крупные тела в сотни метров мощностью и протяженностью в десятки и сотни километров. Глинистый материал в виде примеси может содержаться в любых других породах, равно как и в глинистых породах могут присутствовать очень разные компоненты. В общем случае в глинах можно выделить семь генетически различных групп составных частей: 1 — собственно тонкодисперсные глинистые минералы, 2 — примесь других терригенных минералов и обломков алевритовой, песчаной и более крупной размерности, 3 — сорбированные глинистыми частицами вещества, 4 — химически выпавшие в порах между глинистыми частицами вещества, а также конкреционные образования (карбонаты, кремнезем в разных его модификациях, фосфаты и др.), 5 — органические остатки, растительные и животные, разной степени сохранности, 6 — рассеянное органическое вещество битумоидного и гумусового типов, 7 — вода (пресная и минерализованная).

Многокомпонентность состава и других свойств глинистых пород, преобладание в них тонкодисперсных глинистых минералов, характеризующихся непостоянством химического состава вследствие изоморфных замещений — все это обуславливает необходимость применения комплекса разнообразных методов для их изучения. Ниже дана их краткая характеристика.

### **МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ**

Глины больше, чем многие другие породы, меняют свой цвет и другие свойства в зависимости от того, находятся они во влажном или сухом состоянии. Для них особенно важно отметить различия между сухой и влажной породой, при этом могут быть выделены глины (размокают и лепятся) и аргиллиты (не размокают). При изучении глинистых пород необходимо пользоваться лупой. Изучается характер отдельности (излом), который может быть землистым, раковистым (особенно у очень тонкозернистых разновидностей), комковатым, занозистым (у аргиллитов) и др. Отмечаются степень однородности породы, видимые в ней включения более крупного материала, а также характер текстуры:

наличие слоистости и чем она вызвана. Обязательно отмечаются органические остатки, по возможности их групповая принадлежность и степень сохранности, а также распределение в породе: беспорядочное, по слоистости, участками и т. д., указываются конкреции и, если возможно, их состав, форма, внутреннее строение. Отмечаются и другие признаки, которые удастся заметить на глаз и при помощи лупы. Если глина битуминозная, то она пахнет нефтью; если в ней есть сапропелевое вещество, то при нагревании на спичке она издает характерный запах жженой резины. В результате макроскопического описания порода получает предварительное наименование, его следует уточнить и дополнить после микроскопического описания шлифа.

### МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ

Существует много методов лабораторного изучения глинистых пород. Но большая часть их направлена на выявление и изучение только какого-либо одного признака породы, например ее гранулометрического, минерального состава и т. д. Многие методы рассчитаны на изучение не всей породы в целом, а лишь выделенных из нее фракций — чаще всего это самая тонкая фракция ( $< 1$  мкм). Поэтому каждый из этих методов, взятый в отдельности, не в состоянии охарактеризовать породу в целом. В этом отношении старый метод изучения породы в прозрачных шлифах имеет определенное преимущество, так как дает представление именно о породе и содержащихся в ней включениях, которые нередко несут особенно ценную информацию генетического плана. Поэтому обзор лабораторных методов начинается с изучения в шлифах, осуществляемого с помощью поляризационного микроскопа.

Микроскопическое описание можно строить очень по-разному, в зависимости от задачи исследования. Вместе с тем рекомендуется придерживаться определенного плана, чтобы не упустить существенных особенностей породы и иметь описание, легко сравнимое с описаниями других образцов. В качестве примерного (ориентировочного) плана можно рекомендовать следующую последовательность.

Сначала дается общая характеристика породы при малом и среднем увеличении. Выполняется описание общего облика шлифа, в частности цвета породы в проходящем свете и окраски скрещенных николях, распределения окраски; отмечаются степень однородности основной массы, ее средний показатель преломления, наличие и состав (по возможности, конечно) включений, их распределение (равномерное, неравномерное, послойное, гнездами и т. д.), поведение основной массы при вращении столика микроскопа в скрещенных николях и др. Указывается содержание в породе основной глинистой массы и примесей.

На основании наблюдений над особенностями распределения примесей и основной массы делают выводы о текстуре породы.

У глинистых пород имеются разнообразные текстуры, в частности различные виды слоистости; следует отметить, чем она вызвана, толщину слоев, их выдержанность. Рассматривать слоистость нужно при разном увеличении, а также провести наблюдения в скрещенных николях и отраженном свете. Кроме слоистой могут присутствовать и другие текстуры — пятнистая, беспорядочная, комковатая и др.

Далее при больших увеличениях проводят изучение особенностей основной глинистой массы. Разрешающая способность поляризационных микроскопов позволяет получать увеличение в 1000 раз без существенных искажений за счет дифракционных явлений. Это значит, что глинистые частицы размером в 1 мкм будут выглядеть как частицы размером в 1 мм. Для них можно определить форму, цвет, показатель преломления, спайность и др. В большей степени это относится к более крупным частицам, лежащим в интервале 0,01—0,001 мм. Поэтому нужно постараться установить, из каких по форме и оптическим свойствам компонентов состоит основная глинистая масса и в первую очередь — степень ее однородности (олигомиктовости). Затем нужно дать описание этих компонентов. На основании изучения шлифа при средних и больших увеличениях делаются выводы о структуре породы.

Структуру глинистых пород с размерами подавляющей части чешуек менее 0,001 мм называют тонкочешуйчатой (иногда говорят — строение основной глинистой массы). Выделяют также мелко- и крупночешуйчатые структуры (см. рис. 18).

Кроме чешуйчатых структур различной крупности выделяют структуры, связанные с примесями более крупного алевритового и песчаного материала (алевро- и псаммопелитовые), а также растительного вещества. В ряде случаев устанавливаются реликтовые структуры по изверженным или осадочным породам и реликтовые структуры по пеплам. Иногда наблюдаются структуры глинистых пород, связанные с переотложением глинистого слабо литифицированного материала. Это структуры брекчие- и конгломератовидные. При старении коллоидов в процессах диагенеза и последующей кристаллизации возникают ооидные и оолитовые структуры.

Минеральный состав глинистых пород определяется в шлифах лишь приблизительно. Его проводят по показателям преломления отдельных глинистых агрегатов или всей основной глинистой массы. Показатели преломления у подавляющего большинства глин смектитового (монтмориллонитового) состава меньше, чем у канадского бальзама. Показатели преломления у каолинитов и гидрослюд близкие, большие, чем у канадского бальзама, поэтому различить эти глины в шлифах по показателям преломления не удается. Однако опознать глинистые разновидности по разным величинам двупреломления. У каолинита двупреломление низкое (0,005—0,009), он имеет серые цвета интерференции, а в тонкочешуйчатых беспорядочно ориентированных разно-

стях практически почти изотропен. Гидрослюды характеризуются более высоким двупреломлением (0,014—0,020), в шлифах имеют желтые и реже оранжевые цвета. Показатели преломления и величины двупреломления, а также другие характерные признаки породообразующих глинистых минералов приведены в табл. 11.

Под микроскопом изучают форму наиболее крупных глинистых частиц и агрегатов, поскольку она связана с минеральным составом и помогает определению последнего. Для гидрослюды часто характерны хорошо видимые на поперечных к наслоению породы шлифах удлиненные, щепковидные агрегаты. Чешуйки каолинита обычно изометричны, реже они образуют хорошо выраженные шестигранные таблички и вермикулитподобные сростки, достигающие иногда песчаной размерности, например в перекристаллизованных, неразмокающих глинах (флинтклей). Сметиты в отличие от гидрослюды и каолинитов характеризуются

Таблица 11

Характеристика основных групп породообразующих глинистых минералов по оптическим свойствам

Группы глинистых минералов	Показатели преломления	Двупреломление	Цвета интерференции	Форма частиц и агрегатов	Преобладающая структура глинистых пород
Каолинита	1,558—1,570; 1,566	0,005—0,009	серые, темно-серые	изометричные чешуйки, пакетобразные кристаллы	чешуйчатая; разной крупности, зернисто-кристаллическая
Гидрослюды	1,560—1,600; реже 1,620; средний 1,580	0,014—0,020	серые, желтые	удлиненные, щепковидные агрегаты	волокнистая
Сметиты (монтеорилюнита)	1,480—1,530; средний —1,520	0,020—0,035	желтые, оранжевые, золотистые	хлопьевидные, споповидные	волокнистая, спутанно-волокнистая, сетчатая

хлопьевидной формой частиц, которые могут образовать агрегаты, беспорядочно ориентированные, иногда имеющие спутанно-волокнистое строение.

При изучении шлифов обращается большое внимание на неорганические и органические примеси. Первые представлены преимущественно терригенными минералами. В шлифах изучаются содержание, размеры и минеральный состав алевритового и песчаного материала, а также более крупных обломков. Изучается распределение их по площади шлифа, так как концентрируется терригенный материал по-разному: равномерно по всей породе, гнездами, но чаще по слоистости.

При исследовании органических включений в глинистой породе рассматриваются их количество, состав, размеры, сохранность и расположение. По возможности определяется их групповая принадлежность. Сохранность органических остатков в глинистых породах обычно лучше, чем в обломочных, поскольку условия осаждения более спокойные, часто в глинах присутствуют

тонкостенные формы. При изучении растительного материала также рассматриваются его количество, размеры, сохранность и характер расположения.

Все эти признаки могут существенно помочь при расшифровке генезиса пород.

Очень важно правильно диагностировать аутигенные компоненты глинистой породы, установить последовательность их выделения. Характер аутигенных компонентов позволяет наиболее правильно расшифровать условия формирования глин. Например, необходимо знать, является ли карбонатный материал глинистой породы переотложенным из более древних осадочных толщ или он накапливался в процессе образования глинистой породы, т. е. в бассейне седиментации шло формирование карбонатно-глинистых илов.

Наконец, рассматриваются вторичные преобразования породы. Отмечаются такие признаки, как наличие прожилков, пустот, заполненных другим веществом (каким?), ожелезнение, проявление процессов выветривания (если образец был взят из поверхностной зоны) и другие признаки, которые удастся подметить.

При микроскопическом изучении нужно иметь одновременно и образец для исследования и сверять данные по микроскопии с тем, что видно в образце; образец позволяет установить, с какой или с аргиллитом приходится иметь дело (в шлифе это обычно увидеть не удается). Кроме того, образец помогает выявлению и других признаков — более крупных и редких органических остатков, текстуры и др. В результате описания дается название породы.

В качестве примера приведено описание гумбрина верхнемелового возраста из Грузинской ССР.

В шлифе под микроскопом в проходящем свете порода имеет желтоватый цвет, и в ней легко обнаруживаются четыре вида составных частей. Во-первых, желтая, у краев шлифа более светлая, основная масса (>60%) без ясной внутренней структуры, но имеющая довольно отчетливую шагреневую поверхность, с показателями преломления несколько ниже бальзама. Во-вторых, многочисленные бесцветные включения (~30%), имеющие форму палочек, изогнутых осколочков, рогулек, серпиков и т. д. размером 0,1—0,3 мм, иногда до 0,5 мм в длину. Показатели преломления этих осколков ниже, чем у бальзама, и несколько ниже, чем у основной массы. В-третьих, это немногочисленные, беспорядочно разбросанные непрозрачные зерна округлой и неправильной формы, по-видимому, рудных выделений размером 0,1—0,01 мм и такого же размера прозрачные угловатые зерна кварца (?), а также округлые зернышки карбоната — кальцита (?). В-четвертых, это отдельные, беспорядочно расположенные остатки радиолярий, некоторые из них почти цельные и очень хорошей сохранности, при которой видно тончайшее сетчатое и лучистое строение раковин, размер их около 0,15 мм. Возможно, что упомянутые выше карбонатные тельца представляют собой

измененные раковинки фораминифер, о чем говорит их правильная округлая форма.

В текстуре породы в проходящем свете намечается некоторая упорядоченность, выраженная в том, что упомянутые прозрачные осколки при общем их беспорядочном расположении на некоторых участках шлифа преимущественно вытянуты длинными сторонами в одном направлении.

В скрещенных николях вид шлифа существенно меняется (см. рис. 18). Оказывается, что основная масса поляризует в желто-золотистых тонах и при этом обнаруживается ее спутанно-волокнистое строение. Эти волокна в общем ориентированы в одном направлении (как удлиненные прозрачные осколки). Осколки изотропны. При большом увеличении в скрещенных николях видно, что наиболее поляризующими оказываются волокна основной массы, непосредственно примыкающие к изотропным осколочкам, и поэтому почти каждый из них имеет вокруг себя золотистую кайму.

Приведенное описание позволяет сделать некоторые выводы относительно состава, условий образования породы и дать ее название. Порода в основном монтмориллонитового состава, довольно чистая. Бесцветные включения имеют характерные формы осколков стекла из вулканического пепла. Образовалась глина за счет разложения этого пепла, представленного главным образом стеклом кислого состава (низкий показатель преломления). Большинство пепловых частиц полностью замещено монтмориллонитом, но агрегаты глинистого минерала сохранили форму пепловых витрокластов (реликтовая пепловая структура). Накопление вулканического пепла происходило в относительно спокойной среде, о чем говорят элементы слоистости породы, а также хорошая сохранность радиолярий. Осадконакопление происходило в морских условиях с нормальной соленостью воды, так как радиолярии принадлежат к числу стеногалинных морских организмов.

Описанную породу можно назвать глиной монтмориллонитовой, развитой по пепловому материалу, с редкими радиоляриями.

### **ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЛИН**

Гранулометрический анализ играет важную роль при изучении глинистых пород и имеет существенное значение при выявлении их генезиса, но применение его ограничено. Глинистые породы, не размокающие в воде (аргиллиты), не говоря уже о породах окремелых, не могут подвергаться гранулометрическому анализу и для них приходится ограничиваться весьма приблизительными оценками по прозрачным шлифам. Гранулометрический анализ с выделением ряда фракций и их последующим самостоятельным изучением может применяться лишь к размокающим в воде глинам. Даже в сравнительно слабо уплотненных аргиллитах, для дезагрегации которых применяется растирание рези-

новой пробкой, неизбежно нарушаются первичные структурные соотношения в породе, поэтому результаты гранулометрических анализов таких пород, как бы тщательно они ни были выполнены, дают искаженные результаты.

Для гранулометрического анализа глин очень важен способ дезагрегации, который может быть проведен с разрушением всех агрегатов (дисперсный метод), однако это состояние не будет отвечать характеру осадка, так как ряд агрегатов формируется в процессе осаждения, а не только при диагенезе и катагенезе. Подготовка может проводиться с сохранением мелких, наиболее устойчивых агрегатов (микроагрегатный метод) и, наконец, почти всех агрегатов, имевшихся в породе (агрегатный метод).

Диспергирование глины выполняется по-разному. Применяют намачивание навески в течение суток с последующим очень легким растиранием резиновым пестиком до получения однородной тестообразной массы. Применяются и кипячение в колбе с обратным холодильником, встряхивание, обработка ультразвуком.

Глинистые частицы способны коагулировать под воздействием электролита, поэтому гранулометрический анализ глин и их диспергация ведутся в дистиллированной воде. Для предотвращения коагуляции рекомендуется в суспензию добавлять несколько капель аммиака или работать с пиррофосфатом натрия<sup>8</sup>.

Электролиты могут содержаться и в самих исследуемых породах, особенно их много в засоленных глинах, поэтому предварительно производят отмывку электролитов диализом. Для этого глинистую суспензию наливают в коллодиевый мешок и помещают на сутки в дистиллированную воду.

Для удаления карбонатов обычно применяется обработка породы слабым раствором (2—5%) соляной кислоты с последующим контролем на присутствие иона кальция в суспензии, затем проводят отмывку  $\text{Cl}^-$  (в качестве реагентов на присутствие  $\text{Ca}^{2+}$  употребляют щавелевокислый аммоний, а на  $\text{Cl}^-$  — азотнокислое серебро). Процесс отмывки карбонатов очень длительный, особенно для карбонатных глин, и растягивается на несколько дней. Количество карбонатов определяется по разности навесок, взятых для отмывки и полученных после удаления карбонатов. Существуют и другие методы определения карбонатности, например по Кларку и др. Все они весьма трудоемки.

Если для анализа берется глинистая составляющая после комбинированного гранулометрического анализа песчано- или алевритово-глинистой породы, работа несколько упрощается. Когда берется собственно глина, то навеска (10—30 г) сначала диспергируется одним из указанных выше способов, затем определяется гигроскопическая влажность породы, для чего навеску помещают в заранее взвешенный бюкс, ставят его в сушильный шкаф с тем-

---

<sup>8</sup> Обработка пиррофосфатом может быть использована только при диспергации породы и гранулометрическом анализе, но не для дальнейшего изучения отдельных фракций.

пературой 150°С и доводят вес бюкса с пробой до постоянного, что проверяется несколькими контрольными взвешиваниями. Перед взвешиванием бюкс охлаждают в эксикаторе. По разности весов у пробы с естественной влажностью и у доведенной до постоянного веса определяют гигроскопическую влажность. Гигроскопическая влажность и вес отмытых водно-растворимых солей в дальнейшем должны учитываться при расчетах содержания отдельных фракций при гранулометрическом анализе.

Гранулометрический анализ глин может выполняться по двум методам: 1) основанному на учете количества частиц того или иного размера без получения фракций; 2) основанному на полном разделении глинистых частиц по фракциям с получением самих фракций.

Для выяснения содержания глинистых фракций прибегают к пипеточному анализу чаще по методике Робинсона—Качинского. Для этого подготовленную навеску помещают в цилиндр, доливая дистиллированную воду, доводят объем суспензии до 1 л, взмучивают суспензию и дают ей отстояться. Из верхней части цилиндра, обычно с глубины 10 см, пипеткой объемом 25 см<sup>3</sup> (рис. 19) через определенные промежутки времени отбирают пробы. Пробы суспензии помещают в предварительно взвешенные бюксы и высушивают до постоянного веса в сушильном шкафу.

Время отбора проб рассчитывают по закону Стокса, однако с некоторыми поправками, учитывающими листоватую форму глинистых частиц, плотность глинистых минералов принимают равной 2,5 г/см<sup>3</sup>.

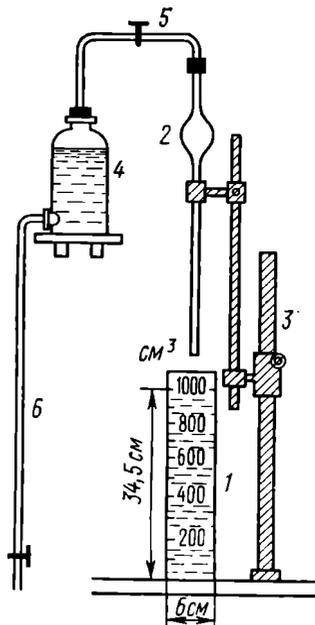


Рис. 19. Прибор для гранулометрического анализа глин методом пипетки (по В. Т. Фролову, 1964):

1 — мерный цилиндр емкостью 1000 см<sup>3</sup>; 2 — пипетка емкостью 25 см<sup>3</sup>; 3 — штатив с ограничителем для спуска пипетки; 4 — аспиратор; 5 — резиновые шланги с зажимами

Результаты гранулометрического анализа глин регистрируются в таблице, как и данные анализа обломочных пород. Кроме того, они могут изображаться графически.

Гранулометрический анализ глин с получением размерных фракций отмучиванием в спокойной воде требует очень много времени, так как скорость осаждения глинистых частиц крайне мала. Ниже приводится только способ получения глинистой фрак-

ции мельче 0,001 мм, для которой обычно выполняются минералогические исследования. Для получения этой фракции из 50–100 г породы готовят суспензию, которую сливают в батарейный стакан или банку большого объема, заливая дистиллированной водой и взмучивают. После суточного отстаивания в верхних 7 см столба суспензии остаются частицы <1 мкм. Эту часть осторожно сливают сифоном в фарфоровую чашку и выпаривают на водяной бане. При этом возможна коагуляция глинистых частиц. Поэтому лучше пользоваться центрифугированием. Суспензию в стакане доливают дистиллированной водой, взмучивают, снова отстаивают в течение суток и сливают в ту же чашку. Эта операция повторяется до тех пор, пока не будет набрано нужное количество фракции для последующих анализов.

### **ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА**

Изучение минерального состава глинистых пород в силу малого размера глинистых частиц вызывает большие затруднения, особенно для полимиктовых разностей. Существует ряд относительно простых, но недостаточно надежных методик определения минерального состава глинистых пород. Они могут быть рекомендованы лишь для массового опробования глин и предварительных выводов об их составе. Это окрашивание органическими красителями глинистой суспензии, определение показателей преломления в оптически ориентированных агрегатах и метод капли. Наиболее достоверные данные о составе глинистых минералов дают рентгеновский и электронно-графический анализы, в меньшей мере электронно-микроскопические исследования и химический анализ.

Ниже более подробно даются описания массовых методов опробования, некоторые из которых могут выполняться в полевых условиях. Более достоверные, но сложные и требующие специальной аппаратуры исследования охарактеризованы кратко.

### **Окрашивание органическими красителями**

Диагностика минерального состава глин методом окрашивания суспензии, приготовленной из частиц мельче 1 мкм, основана на явлении адсорбции, несколько отличающейся для суспензии разного минерального состава (метод разработан Н. Е. Веденеевой, 1952). Органические красители меняют свой цвет и спектр поглощения в зависимости от тех условий, в которых они адсорбированы на поверхности глинистых частиц различного строения. Различная прочность закрепления красителя определяет изменение окраски при смене условий адсорбции (добавление электролита).

В качестве красителей применяют метиленовый голубой и реже солянокислый бензидин. Суспензия, приготовленная из каолиновой глины, при добавлении метиленового голубого окрашивается в фиолетовый цвет, который не изменяется при добавле-

нии KCl. Почти также окрашивается суспензия, содержащая монтмориллонит. Однако при добавлении раствора KCl агрегаты разрушаются, возникает свойственная монтмориллонитам голубая или голубовато-зеленая окраска. Гидрослюдистые минералы придают фиолетово-синие окраски суспензии при приливании метиленового голубого. Зеленые и травяно-зеленые окраски характерны для суспензий, в которых преобладают смешаннослойные глинистые минералы. Резкое изменение окрасок при приливании KCl наблюдается только у наиболее распространенных Ca-монтмориллонитов (табл. 12).

Окрашивание метиленовым голубым выполняют следующим образом: суспензию из частиц мельче 1 мкм объемом порядка

Таблица 12

Изменение цветов суспензий, окрашенных метиленовым голубым

Минеральный состав глинистых пород	Цветовая шкала							
	фиолетовый	фиолетово-синий	синий	сине-голубой	голубой	голубовато-зеленый	зеленый	травяно-зеленый
Каолинитовый								
Гидрослюдистый								
Со смешаннослойными минералами								
Монтмориллонитовый								

Примечание. ..... цвет суспензии, окрашенной метиленовым голубым — изменение цвета суспензии при добавлении KCl.

20 см<sup>3</sup> окрашивают 0,01%-ным раствором метиленового голубого, приливая его в объеме от 0,5 до 1 см<sup>3</sup>, что зависит от плотности суспензии. Потом суспензию разливают в две пробирки: в одну добавляют несколько капель концентрированного KCl. Через несколько часов (8—12 ч) по стандартной цветовой шкале (или на спектр-фотометре) определяют цвета суспензии после встряхивания (пробирки с суспензиями держат на белом фоне). По характеру окрашивания и его сдвигу в коротковолновую часть спектра от приливания KCl судят о минеральной принадлежности исследуемой пробы.

Окрашивание солянокислым бензидином обычно является дополнением к окрашиванию метиленовым голубым. При окрашивании бензидином монтмориллонитовые глинистые суспензии при-

обретают синюю окраску, суспензии со смешаннослойными минералами окрашиваются в голубые цвета, гидрослюдистые — в очень светлые голубые тона, а каолиновые суспензии не окрашиваются. Иногда применяют окрашивание хризоидином, придающим глинистым суспензиям различные оттенки красно-бурого цвета в зависимости от их минерального состава.

В суспензиях наблюдают и особенности получаемого осадка. Плотные осадки характерны для каолиновых и гидрослюдистых глин, а также для смешанных каолинит-гидрослюдистых ассоциаций. Глины с примесью монтмориллонита или смешаннослойных минералов имеют слабогелевидный осадок. Монтмориллонитовые глины дают гелевидные осадки. Наблюдения характера осадка дополняют результаты, полученные при окрашивании.

### Метод капли

Для изучения минерального состава глин и глинистых слабо измененных пород в лаборатории и в поле может применяться метод капли, предложенный И. Конта в 1955 г. Метод основан на том, что глинистые минералы, а соответственно и сложенные ими глинистые породы, по-разному впитывают жидкости.

И. Конта разработал методику опробования глин водой и эти-

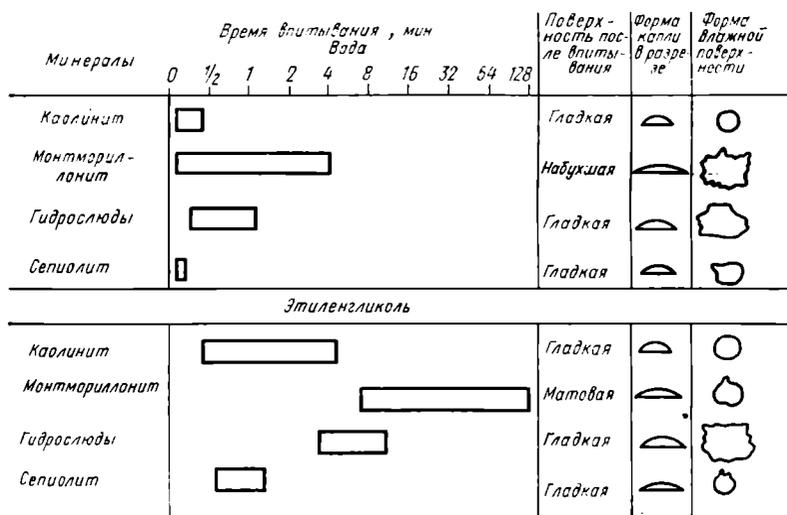


Рис. 20. Диагностика глинистых минералов методом капли (по И. Конта)

ленгликолем. Опробование проводят на предварительно подготовленных образцах глин. Для этого выбирают небольшой кусочек породы, его поверхность зачищают ножом, а затем шлифуют сначала крупной, а потом тонкой наждачной бумагой, окончательно

доводят на матовом стекле. Образец устанавливают горизонтально на кусочке пластилина, затем на его отшлифованную поверхность капают с высоты 2 см из пипетки каплю воды, а рядом — этиленгликоля. Засекают время падения капель и начинают наблюдать их форму в плане и разрезе. Замечают время окончательного впитывания капель. Время впитывания, форма капли в разрезе и в плане и характер поверхности глины после впитывания заметно отличаются для глин различного минерального состава (рис. 20). Наибольшее время впитывания у глин монтмориллонитового состава, промежуточное у гидрослюдистых глин и минимальное у каолиновых. Поверхности после впитывания набухшие, шероховатые у монтмориллонитовых глин, гладкие — у гидрослюдистых и каолиновых. Суммируя все наблюдения, можно при некотором навыке делать вполне определенные выводы относительно минерального состава глинистых пород. Нужно, однако, помнить, что примеси существенно осложняют определение.

### **Изучение ориентированных глинистых агрегатов в иммерсии**

Определение показателей преломления глинистых агрегатов и отдельных наиболее крупных кристалликов, а также неглинистых очень мелких зерен осуществляется в иммерсионных препаратах. Сущность метода и приемы работы уже рассмотрены. Особенности работы с глинистыми минералами определяются их крайне малыми размерами.

Для определения минерального состава наиболее важной для физико-механических свойств породы фракции  $<0,001$  мм производится подготовка, заключающаяся в приготовлении из суспензии путем медленного высушивания в фарфоровой чашечке ориентированных агрегатов. Тончайшие листочки глинистых частиц при медленном выпаривании оседают на дно чашечки плоскими сторонами, создавая оптически ориентированный агрегат. После высыхания лезвием бритвы, поставленной под острым углом к поверхности осадка в чашечке, делают тонкие срезы. Срезы, представляющие собой ориентированные агрегаты, помещают на предметные стекла для приготовления иммерсионных препаратов.

Для оптически ориентированных агрегатов определяют средний показатель преломления. Получаемые цифры не очень точны, так как в агрегате могут присутствовать минералы, примеси, искажающие значение показателя преломления основного минерала глины.

Показатели преломления для каолиновых глин изменяются от 1,558 до 1,570; форма агрегатов в плане изометричная, двупреломление низкое: 0,005—0,009 серые и темно-серые цвета интерференции. Для гидрослюдистых глин в ориентированных агрегатах средний показатель преломления варьирует от 1,560 до 1,600, но двупреломление выше: 0,014—0,020 (желтые, реже оранжевые цвета). Агрегаты обычно удлиненные. Монтмориллонитовые глины

имеют показатели от 1,480 до 1,530, для железистых разностей немного выше. Агрегаты сноповидные и веерообразные. Двупреломление 0,020—0,035 (желтые, оранжевые цвета). Средние показатели преломления, определенные на ориентированных агрегатах, дают дополнительный материал для диагностики глинистых минералов.

### Термический анализ

Термический анализ применяется для определения состава не только глинистых, но и других пород: карбонатных, солей. Основан метод на фиксации при помощи термопар (рис. 21) эффектов, происходящих в минералах при нагревании. Известно, что в любом веществе при его нагревании рано или поздно начинаются реакции разложения, которые сопровождаются либо выделением тепла (экзотермические реакции), либо его поглощением (эндотермические реакции). Изменения глинистых минералов при нагревании происходят на значительном интервале температур и сопровождаются различными экзо- и эндотермическими эффектами. Для отдельных групп глинистых минералов характер этих реакций достаточно постоянен и, следовательно, может использоваться для их определения.

Длительная история термического анализа (он был введен еще в 1903 г. Н. С. Курнаковым) позволила весьма тщательно разработать теорию и практику его применения. Известно, что в диапазоне температур от 90 до 250° глинистые минералы теряют адсорбционную воду — гигроскопическую и межплоскостную. При температурах 500—600° многими глинистыми минералами выделяется конституционная вода и они начинают переходить в аморфное состояние, у минералов монтмориллонитовой группы выделение конституционной воды происходит при 625—710°, а переход в аморфное состояние — около 850—900°; у гидрослюд — около 900°. Большинство реакций, протекающих в глинистых минералах при температурах до 900°, имеют эндотермический характер. Начиная с температур выше 900° идет образование новых кристаллических продуктов, протекающее с выделением тепла.

Регистрация температурных изменений при нагревании глины осуществляется автоматически, путем записи на фотографической или иной бумаге в виде температурной кривой, называемой также кривой нагревания. Кроме того, регистрируется разница в температурах между испытуемым образцом и одновременно нагреваемым эталоном, изготовленным из вещества, инертного в данном температурном интервале (в качестве такого вещества обычно используют окись алюминия). Получаемая кривая называется дифференциальной кривой (рис. 22). Преимущества дифференциальной записи в ее большей чувствительности: на ней четко регистрируются изменения температур, едва улавливаемые при прямой записи. Термические исследования глинистых пород производят обычно в интервале температур 20—1100°.

Некоторые реакции, происходящие с веществом глинистых пород при их нагревании, сопровождаются выделением газовой фазы, что приводит к потере веса исследуемого вещества. В современных термических установках чувствительные весы, соединенные с нагреваемым образцом, регистрируют изменение веса и обеспечивают автоматическую запись. В результате получается кривая потери веса, или как ее называют, кривая обезвоживания, поскольку потеря веса связана в первую очередь с выделением связанной в глинистых минералах воды. Эта кривая в сочетании с дифференциальной кривой нагревания помогает в расшифровке минерального состава глинистых пород.

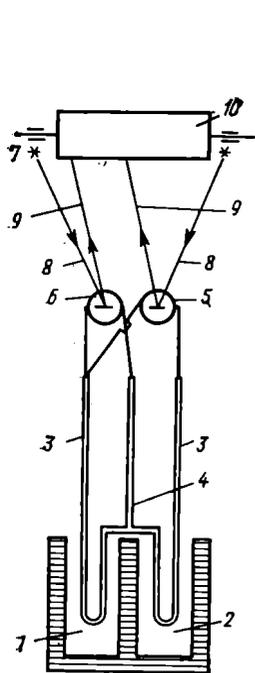


Рис. 21

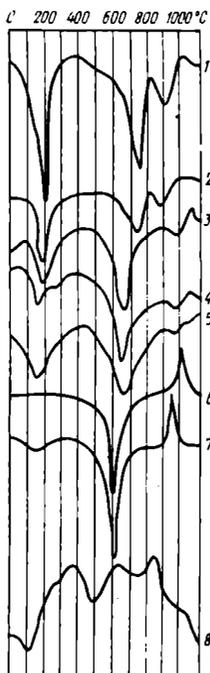


Рис. 22

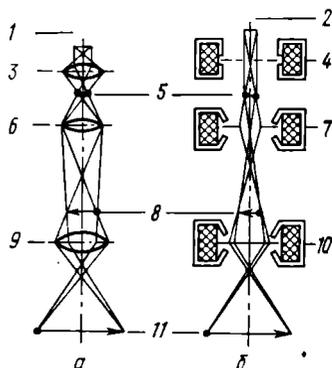


Рис. 23

Рис. 21. Схема пирометра Курнакова (по А. И. Цветкову):

1 — образец, 2 — термоинертное вещество, 3 — платиновый электрод, 4 — платино-родиевый электрод, 5, 6 — гальванометры, 7 — осветители, 8 — луч падающий, 9 — луч отраженный, 10 — барабан

Рис. 22. Кривые нагревания глинистых фракций (<0,001 мм) разного минерального состава (по М. Ф. Викуловой):

1, 2 — монтмориллонит, 3—5 — гидрослюда, 6, 7 — каолинит, 8 — палыгорскит  
Рис. 23. Ход лучей в оптическом (а) и электронном (б) микроскопах (по А. А. Лебедеву):

1 — источник света, 2 — источник электронов, 3 — конденсор, 4 — конденсорная линза, 5 — объект, 6 — объектив, 7 — объективная линза, 8 — промежуточное изображение, 9 — окуляр, 10 — проекционная линза, 11 — конечное изображение

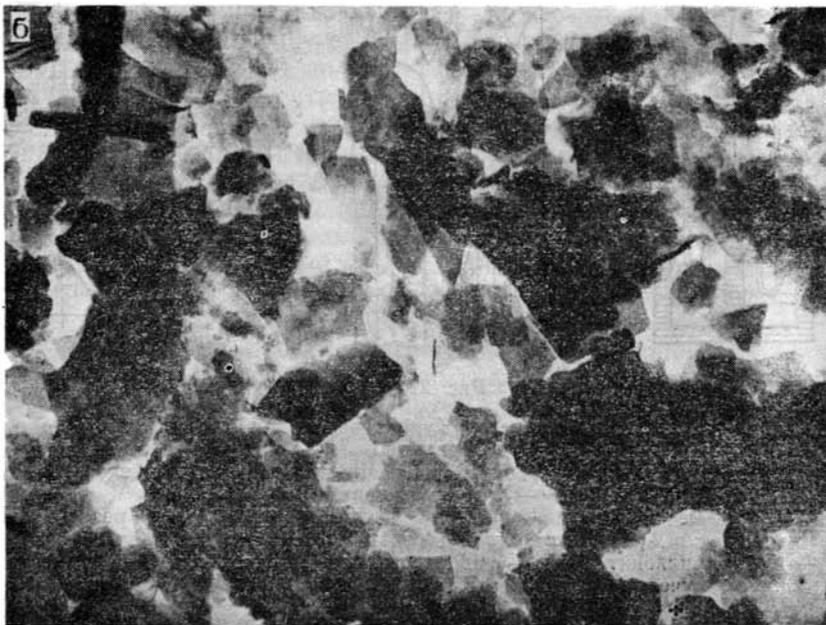
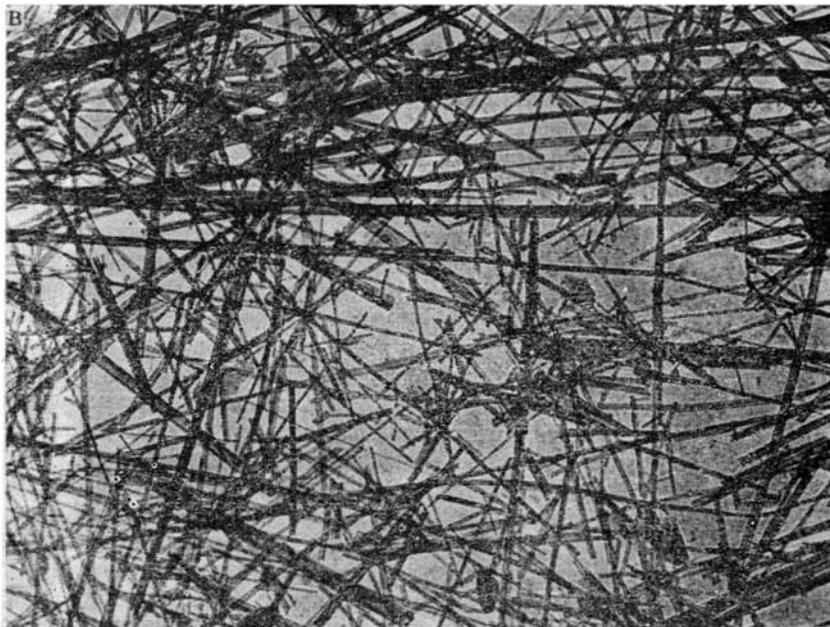


Рис. 24. Электронные микрофотографии глинистых минералов  
*a* — глауконит ( $\times 12\,000$ ), *б* — гидрослюда ( $\times 10\,000$ ), *в* — палыгорскит



⟨по Л. Г. Рекшинской, 1966):  
( $\times 12\,000$ ), з — монтмориллонит ( $\times 1000$ )

## Исследования с помощью электронного микроскопа

Электронный микроскоп обладает гораздо большей разрешающей способностью по сравнению с оптическим, что позволяет получать с его помощью четкие изображения контуров очень малых частиц до размера коллоидных включительно. Такой микроскоп применяется для изучения глинистых частиц. Вместе с тем он имеет некоторые отрицательные качества по сравнению с оптическим (рис. 23). Поток электронов, на работе которого основано получение изображения в электронном микроскопе, обладает очень большой энергией. Если он проникает внутрь вещества, это приводит к его разрушению. Поэтому приходится подбирать такую интенсивность электронного пучка, чтобы он хорошо обрисовывал контуры частиц, по возможности мало проникая внутрь. Электронный микроскоп позволяет видеть контуры частиц, но мало что дает для расшифровки внутреннего строения и свойств. На электронных микрофотографиях можно изучать морфологические особенности глинистых частиц: судить о степени их дисперсности, однородности, форме (пластинчатая, хлопьевидная, чешуйчатая, волокнистая, трубчатая, лапчатая), характере контуров зерен (четкие они или расплывчатые); по просвечиванию зерен, особенно у краев, можно судить об их толщине. Так как отдельным глинистым минералам свойственны свои морфологические особенности, этот метод в общем случае дает информацию и о составе глинистых минералов и их количественных соотношениях (рис. 24).

В настоящее время применяется несколько вариантов электронного микроскопа. Существуют разные приемы изготовления препаратов из глинистых пород для исследования (обычно для фракции  $<0,001$  мм). Реже применяется метод реплик, когда изготавливаются и исследуются под электронным пучком напыленные тонкодисперсным графитом или золотом поверхности сколов глинистых пород. Это позволяет изучать особенности тончайшего их строения, микроструктуры и микротекстуры. Особенно в этом отношении эффективно изучение естественных изломов глинистых пород методом сканирующей электронной микроскопии, основанной на изучении изображения (рис. 25), получаемого путем обегания электронным лучом поверхности породы по принципу телевизионного луча. Для этого используются специальные сканирующие электронные микроскопы.

### Электроннографический метод

Это метод исследования внутренней структуры тонкодисперсных минералов, кристаллики которых проницаемы для электронов. Он основан на том, что дифракция пучка электронов, обладающего и волновыми свойствами, в известной мере аналогична поведению рентгеновских лучей. Это позволило разработать специальный метод, при котором на изучаемый объект направляется

пучок электронов. Проходя через препарат, электроны рассеиваются в соответствии с внутренней структурой объекта. Дифракция электронов осуществляется в вакуумных приборах — электронографах или в электронных микроскопах, имеющих специальные насадки. По получаемым фотографиям дифракционных фигур — электронограммам — точным измерением параметров дифракци-

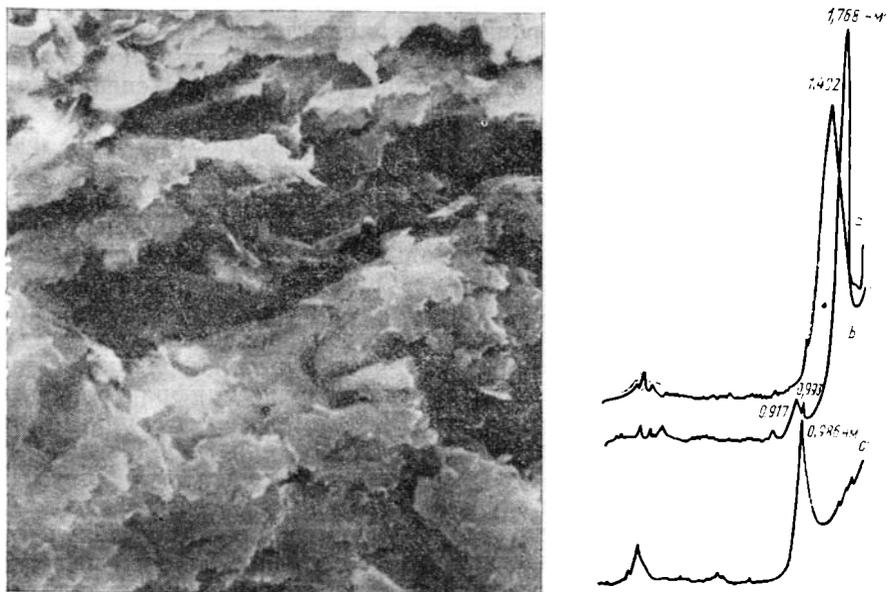


Рис. 25. Дифрактограммы и микрофотография (сканирующий электронный микроскоп) фракции  $<0,001$  мм монтмориллонита с небольшой примесью смешаннослойных минералов,  $\times 5000$ ; образец с Исландского плато к северу от Исландии, глубина 280 м. Дифрактограммы: *a* — ориентированный препарат, *b* — насыщенный глицерином, *c* — прокаленный в течение часа при  $550^{\circ}\text{C}$ .

онных фигур и последующим расчетом можно получить цифровую характеристику основных показателей решетки данного вещества, в том числе и глинистых минералов.

### Рентгеновский анализ

Рентгеновские методы позволяют получать точные количественные сведения о внутреннем строении глинистых минералов и микроструктуре глинистых пород. Они основаны на дифракции и интерференции рентгеновских лучей в кристаллах под влиянием плоскостей решетки кристаллического вещества. Рентгеновские методы применимы к исследованию любых кристаллических веществ. Для того чтобы интерференция вообще могла иметь место, нужно,

чтобы расстояние между соседними плоскостями отражения было меньше половины длины волны падающего луча. Поскольку длины волн рентгеновских лучей порядка сотых долей нанометра соизмеримы с величинами межплоскостных расстояний в кристаллических структурах глинистых минералов, последние представляют собой благоприятный объект для исследования рентгеновскими методами.

В настоящее время существуют два метода регистрации рентгеновских лучей, дифрагированных кристаллами.

1. Дифрактометрический, когда дифрагированные кристаллическим веществом рентгеновские лучи улавливаются специальными счетчиками.

2. Фотометод, когда дифрагированные кристаллами лучи фиксируются в специальных рентгеновских камерах.

Рентгенодифрактометрический анализ выполняется с помощью особых приборов весьма сложного устройства, называемых рентгеновскими дифрактометрами. Наша промышленность выпускает такие приборы нескольких марок. Они дают возможность получить лучок рентгеновских лучей вполне определенной длины волны и направить его на образец глинистой породы или на особым способом приготовленный препарат из глинистой фракции с размером частиц  $< 1$  мкм. Рентгеновские лучи, дифрагированные кристаллами глинистых минералов, улавливаются счетчиками, затем полученные импульсы направляются в приемное устройство, преобразуются, и результаты выдаются в виде ломаной линии на перфокартах, называемых дифрактограммами (рис. 26).

Для более точной диагностики препарат во время облучения вращается, пучок рентгеновских лучей попадает на него под разными углами. В результате получаются дифракционные отражения разных порядков — от первого до четвертого.

Таким образом получают информацию о наборе межплоскостных расстояний в кристаллах глинистых минералов, о величинах этих расстояний, выраженных в нанометрах (нм), и об интенсивностях дифрагированных рентгеновских лучей. Все это расшифровывают с помощью специальных таблиц и справочников. Полученная информация позволяет достаточно точно установить, какие глинистые минералы принимают участие в сложении данной породы, и даже приблизительно оценить количественные соотношения между главными из них. При рентгендифрактометрических исследованиях образцов глинистых пород ненарушенного сложения можно получить количественную информацию об их микроструктуре.

Второй метод фиксации рентгеновских лучей — фотографический — сейчас мало применяется. В этом случае результаты выдаются на фотопленке (дебаеграмме), где рентгеновские лучи фиксируются в виде темных линий — рефлексов, характеризующихся расположением, интенсивностью и формой. Этот метод дает ту же информацию, что и дифрактометрический, но с меньшей точностью и с большими затратами времени.

## Химический анализ

Преобладающими компонентами глинистых пород являются  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Соотношение этих компонентов варьирует, но в большинстве глин преобладает  $\text{SiO}_2$  (только в глинистых породах, обогащенных свободными гидроокислами алюминия, при химических анализах преобладает  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Кроме того, в глини-

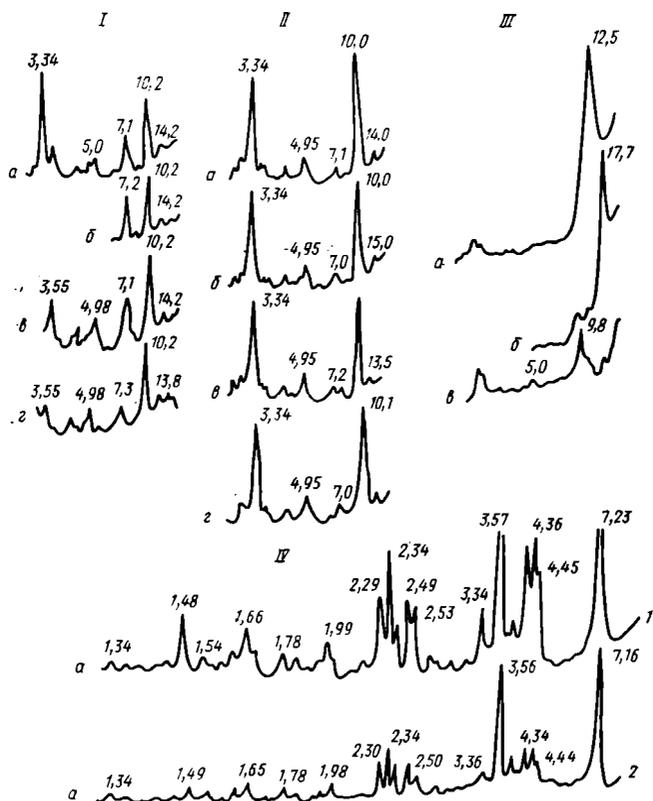


Рис. 26. Дифрактограммы глинистых минералов: *а* — воздушно-сухие препараты, *б* — насыщенные глицерином, *в* — прокаленные при  $300^\circ$ , *г* — прокаленные при  $550^\circ\text{C}$ ; *I* — гидрослюда с малой примесью смешаннослойного хлорит-монтмориллонитового минерала, *II* — железистая гидрослюда с малой примесью смешаннослойного хлорит-монтмориллонитового компонента; *III* — монтмориллонит (Na форма); *IV* — каолинит; *1* — мелкочешуйчатая разновидность, *2* — крупночешуйчатая

стых породах присутствуют:  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и другие компоненты, количество которых может изменяться в зависимости от разновидностей минерального состава

глин и наличия примесей. Чтобы избежать влияния неглинистых примесей, для химических анализов рекомендуют брать не породу, а только ее самую тонкую фракцию ( $<0,001$  мм). Для чистых мономинеральных глин химический анализ четко отражает минеральный состав, но в большинстве случаев химический состав не дает прямых оснований для определения минерального состава и соотношения глинистых минералов в породе. В сочетании с рассмотренными выше методами исследования внутренней структуры глинистых частиц химический анализ позволяет вывести кристаллохимические или структурные формулы данной группы минералов, которые обычно отличаются значительной сложностью.

Химический анализ глинистых пород широко применяется при специальных исследованиях глин кор выветривания и глин, используемых как полезное ископаемое.

### ИЗУЧЕНИЕ ПОГЛОЩЕННЫХ КАТИОНОВ

Глинистые минералы в связи со своей структурой и очень большой дисперсностью обладают способностью поглощать из окружающей среды катионы и соответственно отдавать свои. Количество обменных ионов глинистой породы определяет емкость поглощения ( $\text{мг}^3/\text{моль}$  на 100 г породы).  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  могут эквивалентно замещать друг друга. Сумма поглощенных глиной ионов называется поглощенным комплексом. Кроме глин обменной способностью обладают органические соединения.

Емкость поглощения у глин разного минерального состава несколько отличается, так как глинистые минералы, обладая различиями в структуре, степенях дисперсности, изоморфных замещениях, имеют и разную обменную способность. От характера поглощенных катионов в известной мере зависят физические особенности глин, в частности их способность к разбуханию.

В зависимости от условий образования глины содержат тот или иной поглощенный комплекс. В глинах морского происхождения в поглощенном комплексе преобладает  $\text{Na}^+$ , а в континентальных глинах —  $\text{Ca}^{2+}$ . Отношение  $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$ , названное М. Ф. Вилкуловой коэффициентом щелочности, в известной мере позволяет судить об условиях накопления глин (табл. 13).

Вопрос о значении коэффициентов еще недостаточно разработан, приведенные величины ориентировочные. Кроме того, недостаточно установлена степень сохранности поглощенного первичного комплекса при воздействии грунтовых вод. Наименее измененным будет поглощенный комплекс образцов глин, взятых из середины мощных слоев.

### ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Генетическое осмысливание результатов исследований глинистых пород представляет собой важный, но весьма трудный этап.

Главная его трудность в том, что сходный (во всяком случае очень близкий) состав глинистых пород как по гранулометрич, так и по минеральному составу может быть у пород, образовавшихся из осадков, накопившихся в очень разных физико-географических обстановках. Учитывая исключительное разнообразие условий образования и накопления глинистого материала, на ос-

Таблица 13

Коэффициенты щелочности глин, сформировавшихся в различных обстановках

Типы глин	$\frac{Na + K}{Ca + Mg}$
Континентальные (влажных областей)	0,5
Лагунные (солопатоводные)	0,5—0,8
Прибрежно-морские	0,6—1,0
Морские мелководные, близкие к берегу	1,0—1,19
Морские относительно глубоководные и удаленные от берега	1,22—1,89

новании лабораторных исследований можно получить лишь общие представления об этих условиях.

Гранулометрический состав, показывающий степень дисперсности глины и характер ее сортировки, дает возможность судить о том, насколько спокойными были условия накопления: чем тоньше гранулометрия и чем лучше сортировка, тем более спокойными были эти условия. Наоборот, плохо сортированные глины, особенно со значительной примесью алевритовых и песчаных частиц, образовались в менее спокойных, в общем случае в более мелководных условиях. Но какими были эти условия конкретно: старица в речной долине, или прибрежная часть крупного озера, или зона постоянного взмучивания в мелком море и т. д. — на эти вопросы гранулометрия непосредственного ответа не дает. Кроме того нужно учитывать, что глинистые частицы могут осаждаться не только под воздействием силы тяжести, но и коагулировать под влиянием электролитов, а также попадать в осадок с фекальными комочками.

Глинистый материал, формирующийся в процессах физического и химического выветривания на континенте, поступая в бассейны седиментации, начинает медленно оседать в пресноводных бассейнах, где мало электролитов. В морских бассейнах коагуляция под действием электролитов проходит значительно быстрее, в осадок идут глинистые частицы различной крупности, образуются глины с неоднородным гранулометрическим составом. Вынесенные в удаленные от побережья участки крупных озер тонкие глинистые частицы оседают очень медленно, возникают хорошо отсортированные глины с микрослоистостью. Такое распределение глинистого материала наблюдается в спокойных пресных водоемах. Глинистые отложения засоленных бассейнов обычно имеют

неоднородный гранулометрический состав, часто они лишены тонкодисперсных разностей.

Основным фактором в создании огромных масс глинистых осадков и пород является унаследование, т. е. накопление, глинистого материала, поступившего в результате переноса из областей сноса. Такой глинистый материал — показатель состава глинистых компонентов материнских пород, почв, кор выветривания. Кроме накопления унаследованного глинистого материала (терригенного происхождения) имеет место процесс преобразования глинистых минералов под воздействием среды, заметно отличающейся по физико-химическим особенностям от среды их возникновения. Такие процессы наблюдаются при седиментогенезе, диагенезе, катагенезе. Глинистые минералы, неустойчивые в данной обстановке, преобразуются в более устойчивые разности. В корях выветривания, бассейнах седиментации (особенно в водах морских заливов и лагунах), обладающих повышенной соленостью, отмечается процесс новообразования глинистых минералов из растворов.

При длительной и дальней транспортировке, особенно при неоднократном переотложении, а также при резких отличиях в физико-химической среде осаждения, даже следы унаследованности в составе глинистых минералов могут совершенно исчезнуть. Минеральный состав глинистых отложений в большей мере отражает особенности условий осадконакопления. Так каолиновые глины считаются особенно характерными для отложений в континентальных условиях с кислой средой накопления. Монтмориллонитовые глины чаще накапливаются в морских условиях в слабо щелочной среде. Глауконит — минерал группы гидрослюд — является характерным показателем накопления в морских условиях. Слоистоленточные силикаты (пальгорскит и сепиолит) считают показателями аридного типа осадочного процесса, а встречаясь в морских осадках, они свидетельствуют об аридности области, откуда приносился глинистый материал. Наиболее широко развитые гидрослюдистые глинистые осадки и породы, часто содержащие примесь хлорита и других глинистых минералов, наблюдаются среди морских, ледниковых отложений, в озерных осадках аридной зоны и т. д. Следует помнить, что преимущественно хлорит-гидрослюдистый состав независимо от минерального состава первичного глинистого материала осадка приобретают породы, подвергшиеся сильным катагенетическим преобразованиям.

Лабораторные исследования, сколь бы тщательно они ни были выполнены, позволяют выяснить лишь отдельные стороны генезиса. Поэтому необходимо данные лабораторных исследований дополнить наблюдениями геологических условий залегания, распространения и парагенетических связей. Это настолько важная сторона генетического изучения любых пород, а глинистых (в силу разнообразия условий их образования) особенно. Правильнее считать, что лабораторные исследования в генетическом анализе лишь дополняют данные полевых наблюдений и генетического ана-

лиза всего разреза. Сказанное не означает, что лабораторные исследования почти ничего не дают для выяснения генезиса глинистых пород; они являются необходимым звеном в генетическом анализе, но нельзя опираться только на них.

Совершенно обязательным для суждения о генезисе отложений является изучение их текстур, органических остатков, аутигенных образований. В частности, состав, количество и распределение органических остатков может оказаться более информативным признаком, чем гранулометрический состав. Если в глине много обугленных растительных остатков и попадаются остатки пресноводных пелеципод — это довольно ясное свидетельство о накоплении в континентальном или опресненном прибрежном водоеме. В рассмотренной выше монтмориллонитовой глине месторождения Гумбри присутствие раковин радиолярий свидетельствует о ее накоплении в морском бассейне с нормальной соленостью.

Следовательно, к решению вопросов о генетической принадлежности глинистых толщ нужно подходить комплексно. Кроме сведений, полученных при лабораторных исследованиях, в том числе и макроскопического изучения образцов, необходимо учитывать и геологические данные: возраст, мощность, положение в разрезе и на площади, парагенетические связи с другими отложениями того же разреза (фациальные замещения) и т. д. Только такой комплексный подход может обеспечить наиболее объективное истолкование генезиса глинистых отложений.

## Глава III

# КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатными следует называть породы, состоящие более чем на 50% из карбонатных минералов, число которых очень велико. Наибольшее породообразующее значение из них имеют кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ), доломит ( $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ) и сидерит ( $\text{FeCO}_3$ ), а слагаемые ими породы — известняки, доломиты и сидериты, особенно первые, несут важную генетическую информацию. В современных осадках карбонат часто представлен арагонитом.

Происхождение карбонатных пород разнообразно. Часть из них представляет химические осадки, образовавшиеся при выпадении карбонатного вещества из насыщенных растворов. Другие имеют органическое (биогенное) происхождение и сложены карбонатными (известковыми) скелетными остатками животных и растений. Третьи являются обломочными и возникли из продуктов механического разрушения и переотложения ранее существовавших карбонатных пород. Существуют и такие, происхождение которых неясно, их называют криптогенными. Некоторые породы имеют смешанное происхождение (например, часть слагающего их карбоната химическая, а другая — биогенная). Различия в происхождении вызывают и большое разнообразие присущих карбонатным породам структур и других признаков и делают их очень разнообразной в литологическом отношении группой осадочных пород (табл. 14). В карбонатных породах часто присутствует терригенная примесь, а микрозернистые породы с примесью (20—50% и более) глинистого материала являются широко распространенными (мергели). Для классификации смешанных карбонатно-глинистых пород часто пользуются треугольной классификационной диаграммой С. Г. Вишнякова (рис. 27).

### ИЗВЕСТНЯКИ

По происхождению среди известняков выделяют следующие группы.

1. **Органогенные.** Они состоят главным образом из скопленных известковых скелетных остатков растительных и животных организмов, нередко тех и других вместе. В зависимости от преобладающей группы организмов известняки бывают водорослевые, фораминиферовые, мшанковые, коралловые и др. Если преобладающей группы организмов выделить нельзя, то говорят о брахиоподово-коралловом, фораминиферо-водорослевом и т. д. изве-

стняке или просто об органогенном, не называя его по группе организмов. По степени сохранности органических остатков выделяют биоморфные известняки, состоящие из целых скелетных образований, и детритовые — из обломков скелета. В результате тонкого перетирания скелетных остатков образуются микрозернистые известняки, которые часто трудно отличить от породы хи-

Таблица 14

### Структурно-генетическая классификация карбонатных пород

#### I группа. Органогенные

##### Биоморфные

1. Биогермные:  
водорослевые  
коралловые  
мшанковые  
мшанково-водорослевые и др.
2. Цельнораковинные:  
брахиоподовые  
двустворковые  
остракодовые  
фораминиферовые  
кокколитовые и др.

##### Детритовые:

брахиоподовые  
мшанковые  
криноидные  
полидетритовые  
пеллетовые и др.

#### II группа. Хемогенные

Зернистые (мелко- и микрозернистые и др.)  
Пизолитовые, оолитовые и сферолитовые  
Натечные (сталактиты, сталагмиты, корки;  
обычно с игольчатыми кристаллами.)

#### III группа. Обломочные

Различной крупности и окатанности (классифицируются, как обломочные породы, по крупности обломков)

#### IV группа. Криптогенные (неясного происхождения, обычно измененные):

Перекристаллизованные  
Гранулированные и др.  
Пелитоморфные (афанитовые, микритовые)

#### V группа. Смешанные

мического происхождения. Биогермные известняки сложены скелетными частями организмов, часто находящимися в прижизненном положении.

Характерным, но своеобразным представителем органогенных

известковых пород является пясчій мел. Он сложен главным образом слабоцементированными остатками мельчайших организмов, преимущественно коколитофорид. С этим связаны его физические свойства: мягкость (твердость <math><1</math>), большая пористость (около 40%), значительная естественная влажность (около 30%).

2. Известняки химического происхождения (хемогенные) распространены не так широко, у них нет таких ясных

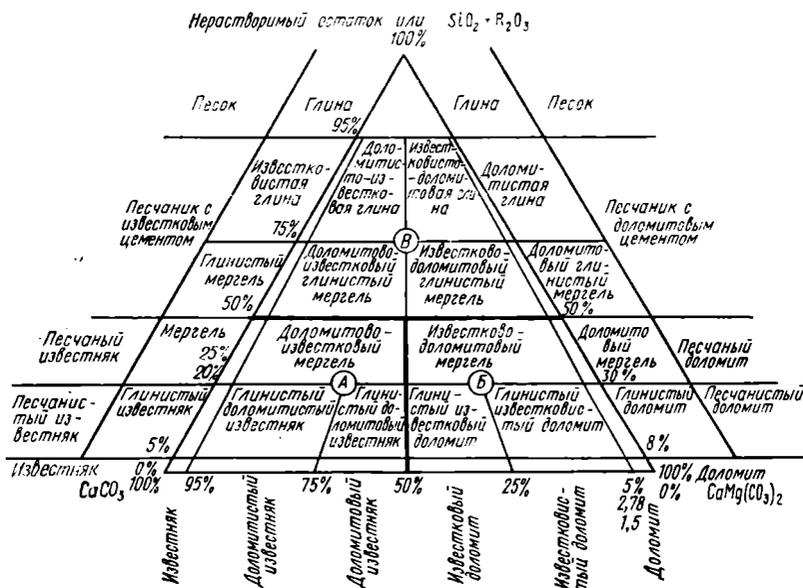


Рис. 27. Схема подразделения карбонатных пород С. Г. Вишнякова: А — поле семейства известковых, Б — то же доломитовых, В — то же карбонатно-глинистых. Названия пород, занимающих крайние поля, вынесены за пределы треугольника, далее — названия смежных пород

диагностических признаков, как у органогенных, обычно они имеют зернистую (без четких кристаллических ограничений) или кристаллическую (с четкими контурами кристаллов кальцита) структуру, кроме того, для них характерны оолитовые и сферолитовые структуры. Карбонат химического происхождения часто бывает вместе с карбонатом биогенным. Особую подгруппу хемогенных пород представляют известковые натёки, образующиеся за счет выпадения кальцита (аргонита) из высачивающихся растворов в карстовых пещерах. Эти образования обычно игольчато-кристаллической структуры, причем кристаллы ориентированы перпендикулярно границам нарастания.

При замещении в ходе диагенеза и катагенеза части кальцита доломитом получают доломитизированные известняки.

3. Известняки обломочного происхождения характеризуются обломочными структурами, и среди них выделяют известняковые брекчии, конгломераты, пески и т. д.

4. Известняки неясного происхождения (криптогенные) приходится выделять, когда нет оснований для их отнесения в одну из названных выше групп; главным образом это касается известняков перекристаллизованных и пелитоморфных — афанитовых и микритовых.

5. Известняки смешанного происхождения распространены широко, в них можно обнаружить участки с органической структурой, образования химического происхождения (например, оолиты) и обломочный материал — угловатые и окатанные зерна мелко- и микрозернистых известняков различной размерности и др.

Известняки образуются преимущественно в морских условиях, реже — в пресных водоемах. Большую роль играют органические известняки, меньшую — обломочные, хемогенные и биохемогенные.

Биогенный способ накопления кальцита в настоящее время преобладает, по-видимому, ведущим он являлся и в геологическом прошлом (с палеозоя). Химическое выпадение кальцита осуществляется в настоящее время и происходило ранее в ограниченных пределах (оолитовые известняки, натечные формы, известковые туфы). Часть афанитовых и микрозернистых известняков осадилась хемогенным или бактериально-хемогенным путем. Жаркий засушливый климат благоприятствует химическому выпадению кальцита. Накоплению известковых осадков способствует и малый принос терригенного осадочного материала.

### ДОЛОМИТЫ

Структуры доломитов довольно разнообразны, преобладают зернистые, мелкозернистые и микрозернистые. Для доломитов по сравнению с известняками характерны более четко выраженные зерна с ясными ограничениями. Поэтому на выветрелых поверхностях они нередко напоминают песчаники.

Органические структуры встречаются у доломитов редко. Обычно это остаточные структуры, ими обладали известняки, впоследствии замещенные доломитами. У некоторых древних (палеозойских и докембрийских) доломитов встречаются водорослевые структуры; иногда их считают первичными, а доломиты — соответственно органическими.

Происхождение доломитов в основном химическое. В современную эпоху они образуются редко и известны на береговой отмели некоторых тропических морей (например, в южной части Красного моря, на берегах Австралии, где образуются диагенетическим путем, а также в осадках оз. Балхаш в Казахстане). Мощные толщи доломитов геологического прошлого образовались, вероятно, путем непосредственного химического выпадения из морской воды в условиях сухого и полусухого жаркого климата. Иногда до-

ломиты образовались вторичным (катагенетическим) замещением известняковых толщ. Предполагают, что некоторую роль в концентрации доломитов могут играть организмы, накапливающие в своих скелетах кроме кальцита до 20%  $MgCO_3$  (иглокожие, литотамнии и др.). Пластовые доломиты без фауны, содержащие кристаллы флюорита и целестина, считают показателями повышенной солености.

Доломиты совместно с хемогенным кальцитом могут также накапливаться в озерах засушливой зоны с минерализацией вод углемагниевого типа. Сочетание магнезита с доломитом и сепиолитом служит признаком образования в щелочных озерах со слабой минерализацией при аридном климате.

### СИДЕРИТЫ

Сидериты накапливаются как диагенетические минералы в условиях низкого окислительно-восстановительного потенциала в осадке (восстановительная среда, заметное количество  $C_{орг}$  в осадке). Сидерит может быть рассеян в осадке, образовывать конкреции, выполнять полости и инкрустировать органогенные известняки.

В настоящее время образование сидерита связано с континентальными условиями — в пресных водоемах влажной зоны сидерит является основным минералом, цементирующим обломочные породы и дающим конкреции. В более ранние эпохи он накапливался и в прибрежно-морских условиях, образуя оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые железные руды. Обилием сидеритовых и сидеритсодержащих конкреций характеризуются позднепалеозойские угленосные формации. Генетический интерес представляют не только пластовые карбонаты, но и карбонатные конкреции. Еще большее значение имеют прослои известняков, заключенные в толщах других осадочных пород. Именно в этих случаях наиболее ярко сказывается их роль как индикаторов условий осадконакопления.

В изучении карбонатных пород существенную роль играет их макроскопическое исследование, так как именно при этом выявляются их общий облик, текстура и основной состав. Во многих случаях при работе с карбонатными породами для суждения об их происхождении достаточно тщательно проведенных макроскопических наблюдений в полевых условиях, особенно если есть возможность проследить характер их изменений на площади и в разрезе. Это относится главным образом к биогенным известнякам, сложенным достаточно крупными скелетными остатками (например, рифогенный комплекс осадков), и некоторым хемогенным (оолитовые известняки, известковые туфы, натёки). Во всех же других случаях (мелко- и микрораковинные биогенные известняки, органогенно-детритовые, обломочные, микрозернистые, перекристаллизованные, известняки и доломиты замещения и др.) требуется тщательное лабораторное изучение. Особые трудности воз-

никают при определении минерального состава, который макроскопически определяется только в самых общих чертах. Поэтому для изучения карбонатных пород применяется большое число специальных методов.

Карбонатные породы изучаются по обычной схеме: макроскопическое полевое описание, макроскопическое лабораторное изучение с применением простейших анализов и оптических приборов (лупа, бинокляр), исследование нерастворимого остатка, микроскопическое изучение в шлифах и пришлифовках, определение показателей преломления иммерсионным методом. При детальном изучении применяют термический, химический, рентгеновский анализы и электронно-микроскопические исследования. Большое значение в последнее время приобретает изучение афанитовых и микрозернистых карбонатных пород под электронным сканирующим микроскопом.

### **МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ**

В лабораторных условиях порода (осадок) подвергается подробному изучению. Прежде всего проводится тщательное макроскопическое исследование с применением лупы и биноклярного микроскопа. Породу рассматривают сначала на выветрелой поверхности, так как на ней наиболее четко проявляются естественно отпрепарированные органические остатки, включения, а также текстурные особенности. Немаловажное значение имеет изучение свежей поверхности, а также пришлифовок.

Как результат изучения дается описание, которое ведется по схеме, мало отличающейся от таковой для обломочных пород:

1. Название породы согласно генетической классификации, отражающее минеральный состав и основные особенности породы, наблюдаемые макроскопически (см. табл. 14).

2. Цвет — важный признак для карбонатных пород. Чистые известняки обычно бывают белыми, доломиты — желтоватыми, сидериты — светло-серыми, а на выветрелой поверхности — ржаво-бурыми вследствие окисления железа, входящего в их состав. Темно-серыми, черными, бурыми они становятся от примесей тонко дисперсированных органических веществ (углистых, битуминозных), глинистых минералов, пирита и др. Современные известковые осадки чаще всего имеют светло-серый, зеленоватый (примесь глауконита) или желтоватый цвет.

3. Обязательно отмечается крепость породы, которая, если ее изучение не предполагается точными методами, определяется приблизительно: 1) порода (осадок) рыхлая, легко рассыпается при надавливании пальцем, 2) слабоцементированная, марает пальцы, раздавливается с некоторым усилием, 3) прочно сцементированная, очень крепкая, с трудом усилится молотком. Ориентировочно оцениваются пористость и ее характер — каверны, крупные поры; мелкая пористость может быть установлена пробой на быстроту впитывания воды. Отмечаются также следы вторич-

ных изменений — неравномерная перекристаллизация, наличие очень прочных участков, позволяющих предположить некоторое окремнение, образование рыхлой белой корочки — результат грануляции и др.

4. Характер излома и структура породы. Структурные особенности четко выступают на свежем сколе, когда обнаруживается излом породы — раковистый, землистый, кристаллический «сверкающий» и т. д. — и появляется возможность оценить размеры и форму зерен. Отдельно описываются строение основной цементирующей массы и более крупные компоненты.

Для органогенных пород возможна биоморфная (цельнораковинная) структура, когда порода сложена нераздробленными раковинами организмов. При этом обычно добавляют название организма: «биоморфная брахиоподовая». Чаще встречается детритовая структура, когда все или большая часть скелетных остатков представлены распознаваемыми обломками.

Обломочные известняки сложены обломками скелетных остатков организмов, утратившими свою форму, и продуктами разрушения других известняков. При накоплении этот материал подчиняется обычным законам механической дифференциации, и соответственно обломочные известняки получают название структуры подобно обломочным породам: «известковый конгломерат», «известковый мелкозернистый песок» и др., заимствованные из классификации обломочных пород.

Обычными структурами для известняков хемогенного ряда являются зернистые различной крупности, оолитовые, реже сферолитовые. Нередко известняки имеют комковатую структуру, но в ряде случаев при последующем микроскопическом изучении она оказывается копрогенной.

При описании зернистых структур карбонатных пород используют номенклатуру, принятую для обломочных пород:

более 1 мм — грубозернистая,

1—0,5 мм — крупнозернистая,

0,5—0,25 мм — среднезернистая,

0,25—0,10 мм — мелкозернистая,

0,10—0,05 мм — тонкозернистая,

0,05—0,005 мм — микрозернистая,

мельче 0,005 мм — афанитовая (пелитоморфная, микритовая).

Структуры крупнее микрозернистой различаются макроскопически или под лупой, микрозернистая структура различается под микроскопом, а пелитоморфная (афанитовая) улавливается при больших увеличениях, преимущественно по действию на поляризанный свет.

5. Текстура — наличие или отсутствие слоистости, ее характер и масштаб, нарушения первичной слоистости (роющими организмами и др.), стилолиты и сутурные швы, расположение крупных органических остатков и включений, следы на поверхности слоев — изучается макроскопически. Рассматривают выветрелые и свежие поверхности, наблюдая за взаиморасположением

наиболее заметных компонентов и строением основной массы. При изучении микрозернистых карбонатных пород лучшие результаты дает изучение пришлифовок (макроскопически и под биноклем в отраженном свете). Пришлифованные пластинки рекомендуется смачивать водой или лучше пропитывать вазелиновым или трансформаторным маслом. При этом проявляются тонкие детали строения породы, имеющие иногда решающее значение для выяснения генезиса.

Таким методом, например, удалось выявить, что рыхлость писчего мела связана с деятельностью илоедов, полностью переработавших осадок и раздробивших раковинки фораминифер и остатки кокколитофорид.

6. Состав породы — перечисляются в порядке убывания основные компоненты породы — скелетные остатки организмов или их обломки с указанием их размера, количества и групповой принадлежности; количество основной цементирующей массы и ее характер; пороодообразующий минерал.

Напомним, что при изучении минералов карбонатных пород (или пород с предполагающейся карбонатностью) прежде всего проводят опробование 5%-ной HCl. Кальцит с шипением растворяется в холодной кислоте в куске, доломит растворяется в порошке, а сидерит — в порошке только при нагревании.

7. Примеси — обломочный и глинистый материал, аутигенные новообразования (глауконит, пирит, конкреции кремней и т. д.) — устанавливаются макроскопически и под микроскопом, а также при изучении нерастворимого остатка.

8. Вторичные изменения (перекристаллизация, грануляция, выщелачивание, доломитизация, окремнение и пр.) в основном изучаются в шлифах.

Сравнивая ряд изученных образцов по разрезу и на площади, отмечают их отличия и характер изменения. Для генетического истолкования важно знать не только минеральный состав породы, но главным образом состав, сохранность, распределение и количество органических остатков.

### **Генетическое значение макроскопического изучения**

При макроскопическом лабораторном изучении анализируются парагенетические соотношения отобранных образцов пород, их состав, структуры, текстуры, а также характер и расположение остатков организмов.

Признаками мелководного образования могут служить: присутствие обломочных известняков, трещины усыхания, обилие следов (норы) крупных роющих организмов, обилие раковин прираставших и прикрепленных организмов, крупнодетритовые и цельнораковинные известняки. Если в расположении раковин наблюдается однообразная ориентировка выпуклостью вверх, это указывает на образование их в условиях переменного-подвижной мелководной среды на некотором отдалении от береговой линии. Разнообраз-

ный состав остатков говорит о нормальной солености водоема, а если есть фауна бентосная, то и о нормальном газообмене в придонных слоях.

Однообразный состав органических остатков, их измельчение связывают с ухудшением условий обитания. Причины могут быть различными — понижение солености (исчезают стеногалинные организмы), застойные условия (тонкозернистость пород или осадков, часто темный цвет, мелкие тонкие следы ползания червей, обилие остракод и филлопод) и др. Причины слабой аэрации придонных вод выясняют при анализе соседствующих пород (относительно глубоководные участки или мелководные застойные лагуны и заливы). Обеднение и измельчение фауны может указывать и на повышение солености. Признаком этого могут служить доломитовые прослои и стяжения, кристаллы гипса, ангидрита, целестина, флюорита или слепки и следы растворенных кристаллов солей.

Микрозернистые карбонатные породы при отсутствии следов крупных организмов, часто с микрослоистой текстурой, характерны для спокойных условий осадконакопления, глубоководных или удаленных от берега мелководных зон.

Макроскопическое исследование помогает установить следы течения, подводных оползней, знаки ряби.

Только макроскопическое изучение с достаточной уверенностью позволяет выявить природу некоторых органогенных образований, например рифогенных известняков. При этом следует иметь в виду, что собственно рифами называют биогермное образование, верхняя часть которого находилась в непосредственной близости от уровня моря или возвышалась над ним. Если подобное образование крупных размеров не достигало уровня моря, его называют просто «биогерм». В ископаемом состоянии мощность его превосходит мощности одновозрастных отложений. Биостромами называют плоские органогенные постройки, а столбообразные — биостеллами.

Основную роль в описании и изучении таких сложных сооружений, как рифовые, играют, конечно, полевые наблюдения — зарисовки, картирование и т. д. Однако многие признаки биогермных образований можно изучать в лаборатории — состав рифостроителей, состав сопровождающих организмов, структуры и текстуры облекающих пород. Для некоторых биогермных пород характерны высокая кавернозность и пористость, в связи с чем развиваются вторичные крустификационные структуры и инкрустация полостей. Взаимоотношения первичной структуры и структуры замещения обычно наблюдаются макроскопически.

Макроскопическое изучение помогает **выяснить и соленость** среды образования биогерма. В отличие от коралловых мшанковые и водорослевые постройки могли формироваться при пониженной солености, что подтверждает (или опровергает) комплекс сопровождающих организмов.

Результаты макроскопического анализа дополняются и уточняются изучением шлифов и данными других анализов.

### ДИАГНОСТИКА ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Число карбонатных минералов очень велико, но наибольшее породообразующее значение, как отмечалось, имеют кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ), доломит ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), сидерит ( $\text{FeCO}_3$ ) и меньшее — магнезит ( $\text{MgCO}_3$ ). В конкрециях отмечаются минералы с различными соотношениями  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  в ряду сидерит — магнезит (брейнерит, пистомезит), а также минерал сложного состава — анкерит, принадлежащий к группе доломита и содержащий, кроме  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , также  $\text{Fe}^{2+}$  и немного  $\text{Mn}^{2+}$ . В скелетах многих современных организмов присутствует арагонит — минерал того же состава, что и кальцит, но относящийся к иной кристаллографической сингонии.

Основные породообразующие карбонатные минералы легко отличаются от других минералов осадочных пород рядом общих признаков — большой разницей показателей преломления, в результате чего возникает псевдоабсорбция (потемнение и просветление минералов при вращении столика микроскопа без анализатора), очень высоким дупреломлением с перламутровыми или золотистыми цветами интерференции, кристаллическим, часто микрозернистым, строением. В последнем случае порода обнаруживает агрегатную поляризацию и становится малопрозрачной из-за большого рассеяния света. Между собой же минералы группы карбонатов, особенно в мелко- и микрозернистых разностях, трудноотличимы. В шлифах они различаются только при достаточно типичных проявлениях. Обычно для точной диагностики минералов в карбонатной породе прибегают к комплексному методу изучения.

#### Общая характеристика и признаки породообразующих минералов в шлифах

**Кальцит.** Плотность 2,70–2,73 г/см<sup>3</sup>. Твердость 3. Бесцветный. Сингония тригональная. Отрицательный.  $N_g=1,658$ ,  $N_p=1,486$ . На плоскости ромбоэдрической спайности  $N_p'=1,556$ . Наблюдается псевдоабсорбция.  $N_g-N_p=0,172$ . Спайность совершенная по ромбоэдру. Симметричное погасание.

В шлифе характерны неправильная форма зерен с извилистыми контурами (рис. 28) и большая разница в их размерах. В крупных зернах часто наблюдаются полисинтетические двойники. Кальцит часто бывает микрозернистым, реже — сферолитовым и волокнистым.

**Доломит.** Плотность 2,80–2,90 г/см<sup>3</sup>. Твердость 3,5–4. Бесцветный, реже — желтоватый. Сингония тригональная. Отрицательный.  $N_g=1,681$ ,  $N_p=1,500$ ,  $N_p'$  (на плоскости ромбоэдрической спайности) = 1,587, заметна псевдоабсорбция,  $N_g-N_p=0,181$ . Спай-

ность совершенная по ромбоэдру, хорошо выражена в крупных кристаллах. Двойники чрезвычайно редки. Часто наблюдается зональное строение — оболочки, отражающие постепенный рост зерна и облегающие центральный ромбоэдр. Центральное зерно часто мутное от посторонних примесей, зональные оболочки светлые. Очень характерны равномерная зернистость и правильная ромбоэдрическая форма зерен, а также зерна иной формы с прямолинейными ограничениями. Доломит нередко образуется как продукт замещения кальцита, поэтому может сохранять реликты структуры замещенной породы (например, «тени» раковин, контуры

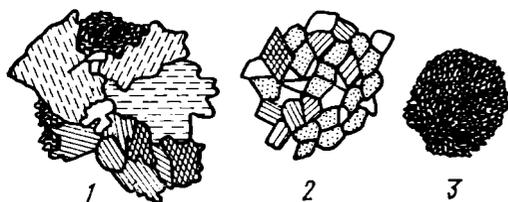


Рис. 28. Типичная форма зерен минералов карбонатных пород:  
1 — кальцит, 2 — доломит, 3 — сидерит

которых отмечены следы загрязнения их поверхности). Есть несцементированные — доломитовая мука. Сидерит. Плотность 3,89 г/см<sup>3</sup>. Твердость 4. Бесцветный или светло-серый, продуктами выветривания окрашивается в желтый или красно-бурый цвет. Сингония тригональная. Отрицательный  $N_g = 1,875$ ,  $N_p = 1,633$ , резко выражена псевдоабсорбция.  $N_g - N_p = 0,242$ . Спайность совершенная по ромбоэдру. Двойников обычно не наблюдается. В шлифах сидерит обнаруживается в виде очень мелких, лепящихся друг на друга ромбоэдров, рассматривать которые надо при больших увеличениях. Встречаются также оолитовая и сферолитовая структуры.

От кальцита и доломита можно отличить по более высокому рельефу и отсутствию разрезов с показателем преломления ниже, чем у канадского бальзама. Дополнительным признаком служит присутствие красновато-бурых гидроокислов железа.

Арагонит. Плотность 2,94 г/см<sup>3</sup>. Твердость 3,5—4. Бесцветный. Сингония ромбическая.  $N_g = 1,686$ ,  $N_m = 1,682$ ,  $N_p = 1,530$ . Спайность ясная. Формы пластинчатые, длиннопризматические, лучистые, игольчатые. Широко развито двойникование, особенно часты полисинтетические тонкопластинчатые двойники. От сходного по химическому составу кальцита отличается по оптическим константам и менее четкой спайности. Неустойчив, переходит в кальцит, чем и объясняется быстрая перекристаллизация сложных и органических остатков.

### Определение минералов в иммерсии

Быстрая диагностика карбонатных минералов осуществляется иммерсионным методом. Методика определения показателей преломления в иммерсии описана в гл. I. Следует помнить, что у

карбонатных минералов постоянным показателем преломления, определяющимся лучом обыкновенным, является  $N_g$ . Его можно определить в любых разрезах. Точное определение меньшего показателя преломления  $N_p = N_e$  затруднено, так как зерна в препарате обычно лежат на спайной плоскости, расположенной под углом к оптической оси. Показатель  $N_p'$ , определяемый в этих разрезах, обычно приводится в минералогических справочниках и может характеризовать минерал. Истинное значение  $N_p$  можно определить на мелких изометричных зернах.

При работе с очень мелкими зернами используют прием, рекомендованный В. Б. Татарским. Фокусируя, устанавливают определяемое зерно в положение, когда оно становится темным. Затем поднимают тубус микроскопа: зерно просветляется, если его показатель преломления больше, чем у жидкости. Если показатель преломления зерна меньше, при подъеме тубуса вокруг темного зерна будет светлая каемка. При опускании тубуса реакции обратные (рис. 29).

Для определения кальцита и доломита можно обойтись наблюдением в одной жидкости с показателем преломления, равным  $N_g$  доломита — 1,681. Если обнаружится равенство  $N_g$  минерала

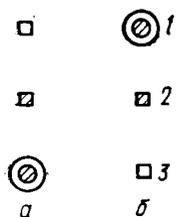


Рис. 29. Определение мелких зерен карбонатов в иммерсии по В. Б. Татарскому.  
По вертикали:  $a$  —  $N$  минерала  $> N$  жидкости,  $b$  —  $N$  минерала  $< N$  жидкости.  
По горизонтали: 1 — тубус микроскопа поднят, 2 — зерно находится в фокусе, 3 — тубус микроскопа опущен

и показателя преломления жидкости, то определяемый минерал — доломит, если  $N_g$  меньше 1,681, то это кальцит. Если же  $N_g$  определяемого минерала больше 1,681, то надо брать жидкость с более высоким показателем преломления, так как это может быть сидерит или магнезит. При отсутствии жидкостей с показателями преломления выше 1,700 ограничиваются определением  $N_p'$  на плоскости ромбоэдрической спайности. Величины других показателей можно установить по справочникам.

### Реакции окрашивания

Кальцит, доломит и другие карбонатные минералы нередко входят в смеси, что в шлифе далеко не всегда можно установить. Одним из способов диагностики карбонатных минералов является хроматический: о минерале судят по способности окрашиваться под воздействием некоторых реактивов. Окрашивание проводят в пришлифовках, шлифах и в порошок. При окрашивании в шлифах имеется возможность изучения под микроскопом взаиморасположения и количественных соотношений минералов.

Определение карбонатных минералов

Реактивы и их концентрации	Условия определения
1	2
Метил-виолет (фиолетовые чернила) и 5%-ная соляная кислота	фиолетовые чернила подкисляют соляной кислотой до синего цвета; шлиф или аншлиф покрывают этим раствором, через 1,5—2 мин раствор удаляют фильтровальной бумагой
Метиленовый голубой, 0,001%-ный раствор; насыщенный раствор хлористого калия	в пробирку с тонким порошком карбоната наливают 2—3 см <sup>3</sup> дистиллированной воды, взбалтывают и добавляют 2—3 см <sup>3</sup> метиленового голубого; половину раствора отливают в другую пробирку, куда добавляют 2—3 капли KCl
Красная кровяная соль, 1%-ный раствор; соляная кислота, 20%-ный раствор	сначала зерна или шлиф заливают раствором красной кровяной соли на 20—30 с; затем, слив избыток реактива, не смывая, подливают 7—8 капель HCl и промывают
Серебро азотнокислое, 5—10%-ный раствор, калий хромовокислый, 20%-ный раствор	зерна карбоната погружают в подогретый до 60—70° раствор AgNO <sub>3</sub> на 3—4 мин, а затем, хорошо промыв, воздействуют K <sub>2</sub> CrO <sub>4</sub> в течение нескольких секунд и промывают
Медь азотнокислая, 5%-ный раствор	зерна карбоната кипятят в растворе Cu(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> в течение 2—3 мин, затем сливают
Медь азотнокислая, 5%-ный раствор; аммиак концентрированный	зерна карбоната, шлиф или аншлиф, погружают на 5 ч в раствор Cu(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> , затем без промывки зерна или поверхности погружают на несколько секунд в аммиак, после чего промывают и высушивают

Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит	Сидерит	Арагонит	размер зерен, мк											
						1—0,25	0,01	1—0,25	0,01	1—0,25	0,01	1—0,25	0,01	1—0,25	0,01		
						3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
фиолетовый	—	бледно-фиолетовый	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	фиолетовый
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	раствор бесцветный, осадок почти не окрашен; от КСl — голубой	—	—	—	—	—	—	—	раствор бесцветный, осадок светло-голубой; от КСl не изменяется	—	—	—	—	—	—	—	раствор бесцветный, осадок серый; от КСl не изменяется
—	—	—	—	—	—	—	—	—	раствор светло-голубой, осадок сиреневый; от КСl не изменяется	—	—	—	—	—	—	—	раствор голубой, осадок фиолетовый; от КСl не изменяется
синий	темно-синий	почти не окрашен или желто-зеленый	бледно-голубой	темно-синий	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	зеленоватый
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
красно-бурый	—	светло-бурый	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	красно-бурый
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ярко-зеленый	—	бледно-зеленый	бледно-зеленый	садовый	бледно-голубой	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ярко-зеленый
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сине-голубой	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сине-голубой

1	2
Кобальт азотнокислый, концентрированный раствор	зерна карбоната в течение 5—6 мин кипятят в концентрированном растворе $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$
Соляная кислота, 10%-ный раствор; аммиак концентрированный	кусочек породы подогревают до $100^\circ\text{C}$ и капают на него $\text{HCl}$ , через несколько секунд полностью нейтрализуют аммиаком

Реакций окрашивания очень много. Одной из наиболее простых и надежных является проба метил-виолетом (чернила лиловые), предложенная С. В. Тихомировым. Эта реакция, как и многие другие, основана на различной растворимости кальцита и доломита в соляной кислоте. Производится она так: шлиф слегка нагревают и сдвигают покровное стекло, обнажившуюся поверхность шлифа промывают растворителем (ксилолом, спиртом). Метил-виолет подкисляют 5%-ной  $\text{HCl}$  до синего или зеленоватого цвета, капля этого раствора наносится на подготовленную поверхность. Через 1,5—2 мин раствор удаляется фильтровальной бумагой. На протравленной поверхности зерен кальцита краситель задерживается, а зерна доломита останутся светлыми или лишь слегка окрасятся. Эта и другие реакции окрашивания приведены в табл. 15. При выборе той или иной реакции следует предпочесть окрашивание в шлифах и пришлифовках, как дающее возможность оценить взаиморасположение минералов.

#### ПРИЗНАКИ ОСНОВНЫХ ГРУПП ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В ШЛИФАХ

Для карбонатных пород биогенного и биохемогенного происхождения очень важно не только макроскопическое изучение органических остатков. Многие организмы очень малы и устанавливаются только под микроскопом; что же касается детрита, то он в значительной мере может быть диагностирован по особенностям микростроения скелетных остатков.

**Ф о р а м и н и ф е р ы.** Раковинки фораминифер часто встречаются в шлифах и обычно представлены полными скелетами. Они легко узнаются по форме раковин, тонкие стенки которых сложены микрозернистым кальцитом и хорошо видны на фоне основной массы. В других случаях (нуммулиты) стенки состоят из тонкофибрового кальцита, кристаллиты ориентированы перпендикулярно стенкам. При вращении столика микроскопа при введенном анализаторе вдоль стенки бежит темная волна погасания. Размеры раковинки невелики — преимущественно от 0,1 до 0,01 мм, но

3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	фиолетовый	
—	—	—	—	грязно-зеленый осадок, буряющий на воздухе		—	—	грязно-зеленый осадок, интенсивно буряющий на воздухе		—	—

есть и очень крупные (5 мм и более). Многокамерные раковинки фораминифер часто построены очень сложно (рис. 30), стенки прободены порами. У крупных фораминифер стенки могут быть многослойными.

Губки. Спикулы известковых губок имеют вид гладких одиночных, трех- или четырехлучевых иголок с почти незаметными

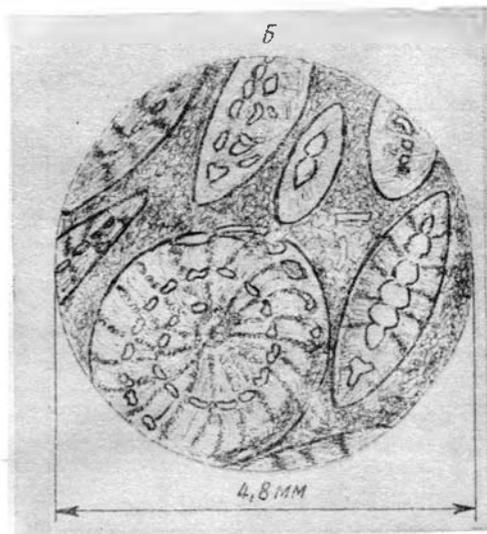
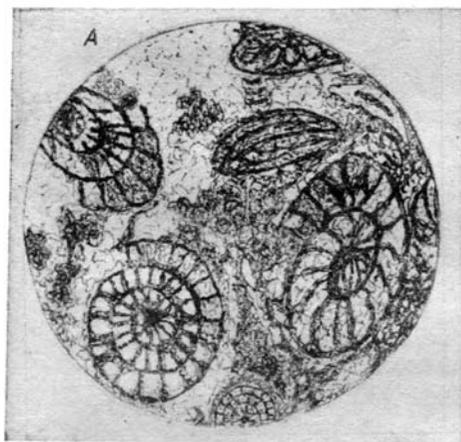


Рис. 30. Известняк фораминиферовый:  
 А — фузулиновый, Б — нуммулитовый, н.—

осевыми каналами. В скрещенных николях спикулы угасают одновременно. Замещенные кальцитом спикулы кремневых губок отличаются более сложными формами и широким внутренним каналом.

Кораллы в шлифах выглядят как очень крупные неправильные сети с более толстыми вертикальными перегородками или как многоугольники с радиальными и концентрическими перегородками. Первоначальная структура, представленная веерообразными пучками арагонитовых фибр, обычно не сохраняется. Перекристаллизованные элементы скелета слагаются микрзернистым кальцитом. Сетки кораллов хорошо видны напросвет невооруженным глазом.

**Черви кольчатые.** В шлифах обычно встречаются известковые (с  $MgCO_3$ ) трубки серпул в различных сечениях, имеющих вид светлых колец, эллипсов или параллельных полос. Стенки могут быть построены из пластинчатого, микрзернистого или фибрового кальцита. Более распространено тонкофибровое строение. Фибры располагаются перпендикулярно поверхности стенок. При вращении столика в скрещенных николях видна пробегающая волна угасания. У верхнемеловых червей — серпулид — отмечают двуслойную стенку: внешняя часть — светлая тонкофибровая (рис. 31), внутренняя — буроватая, видимо, состоит из микрзернистого кальцита с хитиновоподобным веществом.

**Мшанки.** Скелеты колониальных организмов — мшанок — сложены кальцитом с примесью  $MgCO_3$ . Возможно, палеозойские

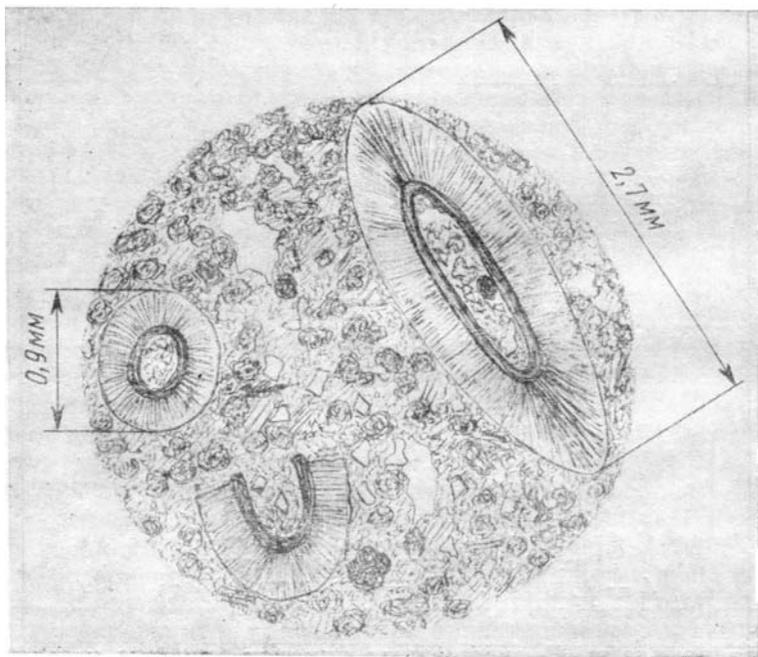


Рис. 31. Известняк серпуловый, слабоалевритистый, пористый, н.—

мшанки имели кальцитовый скелет, а мезозойские — арагонитовый, так как лучшей сохранностью обладают первые, а скелет вторых сильно перекристаллизовывается. В шлифе мшанки выглядят толстостенными сетями с округлыми или вытянутыми ячейками (рис. 32), а также отдельными кусками с зазубренными



Рис. 32. Известняк органогеннообломочный мшанковый с оолитами, местами перекристаллизованный (светлые участки в микрозернистой цементирующей массе), н.—,  $\times 60$

гребневидными краями. Стенки обычно однослойные, сложены тонкими известковыми пластинками, ориентированными вокруг ячеек концентрически. У третичных мшанок может наблюдаться двуслойная стенка из микрозернистого (внешняя часть) и тонкофибрового кальцита.

От других организмов с сетчатым строением мшанки отличаются формой, размерами и строением стенок: «сеть» кораллов крупнее и менее правильна, членики иглокожих тонкопористы, ячейки водорослей мелки и прямоугольны. От волокнистых стенок брахиопод мшанки в обломках отличаются по более тонкопластинчатому сложению и агрегатной поляризации.

Брахиоподы. Стенки раковин брахиопод сложены кальцитом с небольшой примесью углекислого магния (замковые) или фосфорнокислым кальцием с хитином (беззамковые). Чаще встречаются первые. В шлифе их срезы выглядят прямыми или изо-

гнутыми сужающимися полосками, сложенными косо поставленными изогнутыми волокнами различной ширины (пластинчатое сложение). Реже отмечается двух- и трехслойное строение стенки: внутренний слой короткопризматический, внешний — волокнистый (рис. 33). Пучки волоконного слоя брахиопод, изгибаясь, переходят в призмы внутреннего слоя, благодаря чему оба слоя тесно связаны. У некоторых брахиопод стенки пронизаны канальцами.

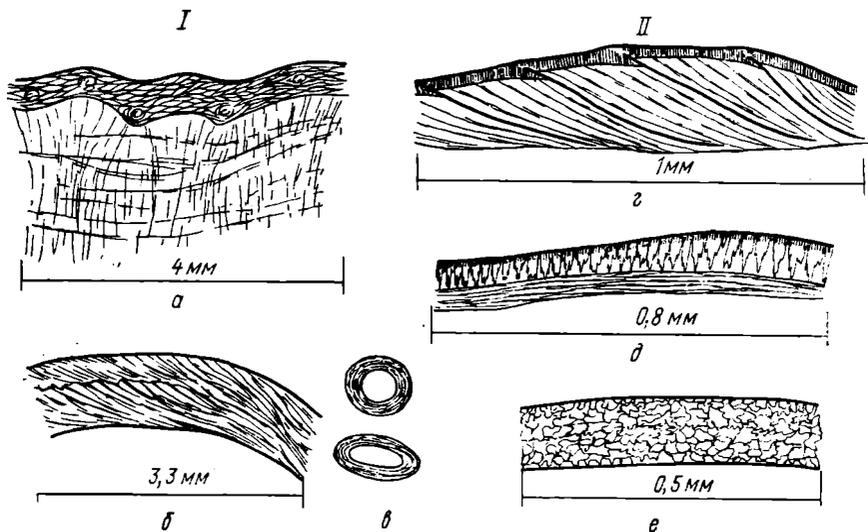


Рис. 33. Строение раковин брахиопод (I) и двустворок (II) в шлифах: а — продуктус, б — спирифер, в — поперечное сечение игл брахиопод; г — перловица, д — беззубка, е — обломок неогеновой двустворки, строение стенки не видно вследствие перекристаллизации, н.—

Иногда встречаются поперечные и продольные срезы шипов в виде колец и суживающихся к одному концу палочек с широким каналом. Строение их волокнистое.

Срезы раковин беззамковых брахиопод, у которых выклинивающиеся прослойки хитина обычно замещены кальцитом или другими минералами, а фосфатные слои не изменяются, выглядят полосчатыми.

Двустворчатые моллюски имеют трехслойную раковину. Внешний, роговой слой в ископаемом состоянии не сохраняется. Два других слоя — призматический и пластинчатый (внутренний) — состоят из арагонита, или внутренний слой арагонитовый, а призматический — кальцитовый. Кроме извести, стенки раковин двустворок содержат роговое вещество и у разных родов имеют различное строение. Благодаря присутствию арагонита раковины легко перекристаллизуются. Следы внутренней структуры сохраняются только у двустворок из молодых

отложений. В древних породах первоначальная структура исчезает и светлые удлиненные срезы раковин сложены крупными зернами раскристаллизованного кальцита. У двустворок с мощным призматическим слоем (иноцерамы, пинны) можно видеть сохранившееся двуслойное строение стенок (см. рис. 33). Призмы пяти- или шестигранные, расположены перпендикулярно поверхности раковин. Поэтому тангенциальные срезы имеют вид торцовой мостовой. Между собой призмы связаны слабо, призматический слой (иноцерамов) легко распадается. Призматический слой некоторых двустворок может состоять из косопереплетающихся пучков, у других (кардиум) призмы раздваиваются, переходя в косые ленты, у рудистов призмы ячеисты и не являются монокристаллами.

Пластинчатый слой построен сложно. Тончайшие пластинки, слагающие его, могут быть параллельны или пересекаются другой системой пластинок, благодаря чему образуются сложные узоры. Наблюдается также волнистое изгибание пластинок.

Гастроподы. Раковина гастропод имеет трехслойное строение и сложена арагонитом. В ископаемом состоянии сохраняется средний фарфоровидный слой; внешний, роговой и внутренний — перламутровый — в ископаемом состоянии практически не сохраняются. Фарфоровидный слой, в свою очередь, построен сложным переплетением двух систем чешуйчатых пластинок, в результате чего образуются слои, сходные с пластинчатыми и призматическими слоями двустворок. Обломки ископаемых гастропод и пеллеципод в шлифах отличить нельзя, если не сохранилась свойственная гастроподам спирально-завитая форма раковин. В таких случаях следует говорить о присутствии двустворково-гастроподового детрита.

Аммониты. Первично арагонитовые двуслойные раковины аммонитов обычно перекристаллизованы и подобно раковинам двустворок и гастропод сложены крупнозернистым кальцитом. Если в образце присутствуют аммониты (или в шлифе их мелкие формы), то можно назвать детрит аммонитовым. Если нет, то лучше говорить об обломках раковин моллюсков.

Трилобиты в шлифах встречаются в виде очень тонких светлых иногда извилистых полосок значительной длины. Они сложены неразлично-тонкими фибрами кальцита, что обнаруживается по волне угасания при введенном анализаторе.

Остракоды. Очень маленькие раковинки остракод, имеющие двояковыпуклую форму и чрезвычайно тонкие створки, сложенные перпендикулярными к поверхности тонкими фибрами кальцита, попадают в шлифе в поле зрения целиком. Их узнают по форме и слабой пробегающей волне угасания. От панцирей трилобитов они отличаются малыми размерами и тонкостью структуры.

Иглокожие. Остатки иглокожих в шлифах обычно представлены члениками морских лилий и иглами морских ежей (рис. 34). От всех других известковых органических остатков они

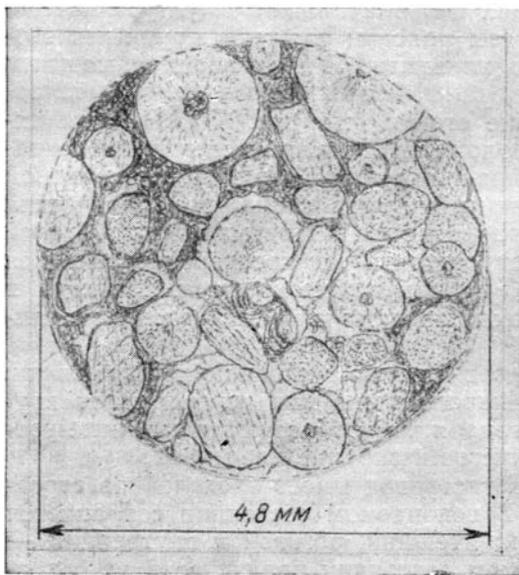


Рис. 34. Известняк криноидный с глинисто-карбонатной цементирующей массой, местами перекристаллизованной (нижняя часть шлифа), есть участки регенерации вокруг криноидей. *н.*—

отличаются правильно-стью очертаний (округлые, овальные, звездчатые и прямоугольные), тонкой пористостью и монокристаллическостью строения. Каждый элемент скелета представляет собой монокристалл и при включенном анализаторе погасает и просветляется полностью. В поперечных сечениях иглы морских ежей отличаются правильным радиальным расположением пор, у лилий они расположены беспорядочно или концентрически. Осевой канал в иглах ежей отсутствует или очень широкий. В продольном разрезе иглы ежей палочкообразные, сужающиеся.

Известковые водоросли. Кокколиитофориды. Остатки

кокколиитофорид имеют большое порообразующее значение и часто встречаются (или слагают его основную часть) в известняках в виде кокколитов и рабдолитов, являющихся элементами панциря кокколиитофорид. Кокколиты имеют вид округлых телец, запонок, колесиков, а рабдолиты — полых трубочек. Размеры их ничтожно малы (0,01 мм и еще мельче: 2—10 мкм), поэтому в шлифах под микроскопом даже самые крупные из них увидеть трудно. Применение сканирующего электронного микроскопа открывает большие возможности для детального изучения структуры самих организмов и сложенных ими известняков и илов (рис. 35).

Сине-зеленые водоросли (цианобактерии) — важные порообразователи, особенно в докембрии и кембрии. Их остатки обычно встречаются в виде клубочков микрозернистого кальцита с нитевидными капальцами, тонких переплетающихся извилистых трубочек, реже в виде микроскопических кустиков и веточек.

Сложными образованиями, возникающими в результате жизнедеятельности сине-зеленых и других водорослей и бактерий, являются строматолиты и онколиты. Строматолиты — микро-

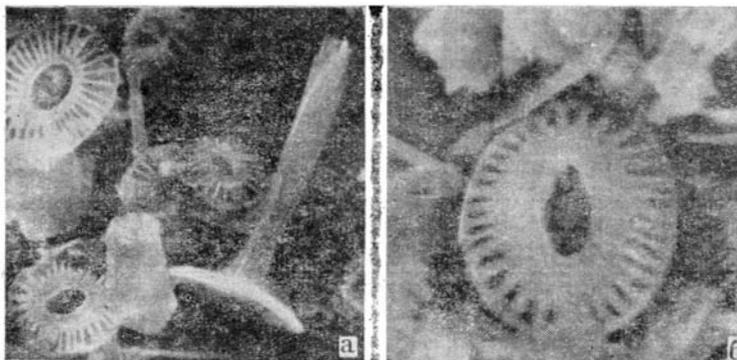


Рис. 35. Кокколиты из ила Атлантического океана. Снимки под сканирующим микроскопом: а —  $\times 10\,000$ , б —  $\times 20\,000$

слоистые, часто волнистые или столбчатые образования, покрывающие иногда большие участки древнего (и современного) дна. В шлифах видно чередование микрослоев афанитового кальцита и микрозернистого или тонкозернистого, иногда глинистого карбоната. Отдельные прослои могут иметь сгустковую или комочковую структуру. Следов клеточных структур водорослей, как правило, не наблюдается. Онколиты по микроструктуре сходны со строматолитами, но имеют вид желваков концентрического строения — от почти микроскопических до нескольких сантиметров (рис. 36). Иногда онколиты слагают целые пласты известняков.

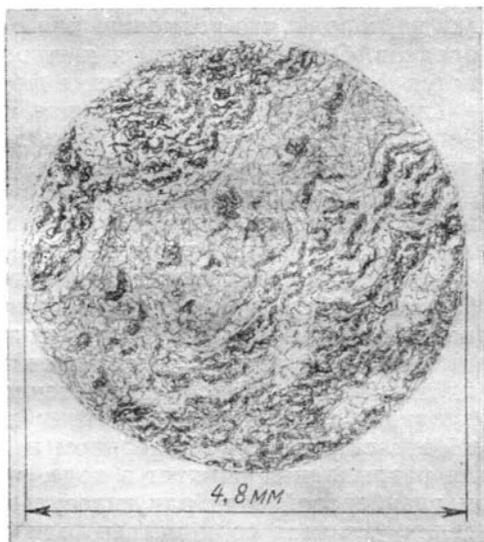


Рис. 36. Известняк водорослевый (онколитовый), н.—

Зеленые водоросли представлены сифонниковыми. В шлифах мутовчатые сифонии выглядят как цилиндрический чехол с отверстиями. Трубочки сифонии имеют в поперечнике до нескольких миллиметров. Известковые стенки чехла сложены мелкозернистым кальцитом, а каналцы заполнены афанитовой структуры кальцитом.

Харовые водоросли

сли. В палеозойских отложениях сохраняются оогонии (споропочки). В шлифах они выглядят небольшими (до 1 мм) округлыми тельцами с толстыми стенками из прозрачного радиально-лучистого кальцита. Иногда видны следы спиральной или продольнорребристой скульптуры. В продольном сечении видно базальное отверстие. В более молодых отложениях сохраняются и вегетативные части — известковая тонкая (1—2 мм) трубка длиной до 2 м, вокруг которой обвиваются более мелкие трубочки. В шлифе видно сечение центральной трубки и расположенные вокруг сечения мелких. Стенки сложены микрoзернистым кальцитом.

Багряные (красные) водоросли. Известны с палеозоя. Известковый скелет содержит до 16—30%  $MgCO_3$ . В шлифе отличаются характерным тонкосетчатым (0,01 мм и меньше) строением; четырехугольные довольно правильные клеточки заполнены микрoзернистым кальцитом. Встречаются в виде комочков, корок, кустиков. Наибольшее значение имеют кораллиновые водоросли, соленопоры, литотамнии и литофиллумы. Последние отличаются правильной сетчатостью. К багряным относятся каменноугольные донеллы, выглядящие в шлифах дихотомически ветвящимися трубками с перегородками, и ундареллы, состоящие из полых сплетающихся известковых нитей с толстыми стенками.

### Анализ микрофауны

Для изучения некоторых организмов (микрофауна и микрофлора) их приходится извлекать из породы, что возможно для слабоцементированных пород и осадков. Одной из важных и широко распространенных групп являются фораминиферы. Крупные фораминиферы — нуммулитиды — изучаются на сколах раковин и в пришлифовках. Фузулиниды изучаются в шлифах. Во всех других случаях нужна предварительная специальная обработка.

Для подготовки породы к фораминиферовому анализу берут 50 г измельченной до размера 3—5 мм породы, размачивают в воде и проводят отделение фракции  $>0,01$  мм по методу Сабанина. Из высушенного отмученного остатка под биноклем кисточкой отбирают микрофауну (фораминиферы, остракоды и др.), помещая однотипные раковины в камеры Франка (укрепленные на предметном стекле картонные ячейки с черным разграфленным на клеточки дном), сверху их закрывают покровным стеклом. Изучение проводят под биноклем, пропитывая раковинки для лучшего обозрения внутреннего строения водой, глицерином и др.

Неразмокающие породы для разрыхления кипятят в воде, пропитывают нагретым раствором глауберовой соли или гипосульфита и охлаждают, чтобы кристаллизующиеся соли разрыхлили породу. Применяют нагревание в муфельной печи до вишнево-красного цвета с последующим погружением в воду. После разрыхления осадок отмучивают обычным способом. Чаще неразмокающие породы изучают только в шлифе.

Раковины описывают, зарисовывают или фотографируют. Изучение фораминифер позволяет делать некоторые предположения об условиях формирования осадков. Обеднение комплекса фораминифер может быть связано с пониженной соленостью водоема. Наличие только планктонных форм может указывать на образование осадков в условиях придонного сероводородного заражения. Отсутствие известковых фораминифер может быть связано с осадконакоплением в условиях углекислого заражения. Но все предположения должны увязываться с показаниями других групп фауны и литологофациальной характеристикой.

Извлекаемые попутно с фораминиферами (или специально) остракоды, если они присутствуют в массовых количествах, могут свидетельствовать о накоплении осадков в солоноватоводных застойных условиях мелководья или иных в зависимости от сопутствующей фауны вмещающих пород и принадлежности остракод к соответствующему комплексу.

### **Изучение и описание карбонатных пород в шлифах**

Микроскопическое изучение карбонатных пород в шлифах — обязательный этап их исследования, так как именно этим методом можно выяснить их строение. Особенно это относится к определению структуры основной массы, часто тонкодисперсной. Различить оолитовую и псевдооолитовую, обломочную и мелкодетритовую структуру, установить явления замещения и перекристаллизации и другие особенности строения пород можно только при изучении шлифов.

Схема описания породы остается прежней, но отпадают наблюдения над цветом, крепостью и изломом. Главной задачей является уточнение структурно-генетического типа породы. Описываются структура, текстура, состав, включения, пористость, вторичные изменения.

В карбонатных породах, особенно в известняках, различают две части: «зерна», слагающие наиболее заметную часть и отличающиеся относительно крупными размерами, и «основную массу» — матрикс, заполняющую промежутки между зернами. Основная масса обычно бывает однородной и более мелкозернистой, чем цементируемый ею материал. Она количественно может преобладать, становясь главной частью породы, в таких случаях описание начинают с ее характеристики.

Описание текстуры в шлифах ограничено, так как масштаб слоистости (мощность слойков) часто крупнее размеров шлифа. Микротекстуры главным образом характерны для мелко-, мелкозернистых и афанитовых известняков, а также пород смешанного карбонатно-глинистого состава. Иногда можно обнаружить полевой обогашение глинистым веществом, которое незаметно при макроскопическом изучении образца.

Описание состава обязательно сопровождается количественной оценкой (в процентах) компонентов — органического детрита,

оолитов, обломков известняка и т. д. Для органогенного детрита указывают, по возможности, групповую принадлежность, размеры и сохранность обломков. Содержание «зерен» приводится в целом от площади шлифа.

При описании основной массы указывают ее количество в процентах. Затем характеризуют степень ее однородности или разнородности.

Далее характеризуют терригенную примесь, ее количество, структуру, состав, распределение в породе (равномерное, послонное, сгустковое). По тем же признакам характеризуются аутигенные образования и их соотношения с породой (выполнение полостей, замещение, крустификация).

Вторичные изменения состоят обычно в перекристаллизации — образовании более крупных кристаллов из мелких; процесс в своем полном выражении приводит к исчезновению первоначальной структуры. Одно из проявлений перекристаллизации — регенерация, часто наблюдаемая в породах, сложенных остатками иглокожих: вновь образующийся кальцит нарастает на них, сохраняя оптическую ориентировку, свойственную биогенному кальциту остатков. Наблюдается также грануляция — превращение крупного кристалла, оолита или скелетного остатка в микрочернистый агрегат, иногда почти непрозрачный. В случае полной грануляции порода может целиком превратиться в микрочернистый известняк, утратив первоначальную структуру. Причиной грануляции считают деятельность микроскопических сверлящих водорослей и разрушение органического вещества, входящего в состав раковин.

Вторичные изменения выражаются в образовании диагенетических и постдиагенетических минералов, которые иногда полностью замещают породу. В известняках распространена доломитизация, на начальной стадии которой в разнородной массе неправильных кальцитовых зерен появляются отдельные ромбоэдры доломита (рис. 37). В других случаях происходит полная доломитизация, а первоначальная структура известняка узнается по единичным реликтам («призраки» раковин и т. д.).

Достаточно широкое распространение имеет окремнение, начало которому кладет присутствие в осадке опаловых скелетов различных организмов. Кремнезем растворяется в щелочной среде, а при ее окислении выпадает. Образующийся при этом халцедон (или кварц) частично замещает зерна кальцита, выполняет полости и каналы скелетных остатков, распределяясь равномерно или неравномерно в породе. Встречаются и полностью окремненные известняки. Их образование, видимо, связано с более поздней стадией преобразования породы, приносом кремнезема из других источников и выносом карбонатов. Отмечаются также сульфатизация, ожелезнение, пиритизация карбонатных пород.

В этом же разделе вторичных изменений следует описать наличие и характер микростилолитов и сутурных швов, возникновение которых связывают с растворением и сдавливанием карбонатных пород. Помимо нарушения первичной текстуры этот процесс

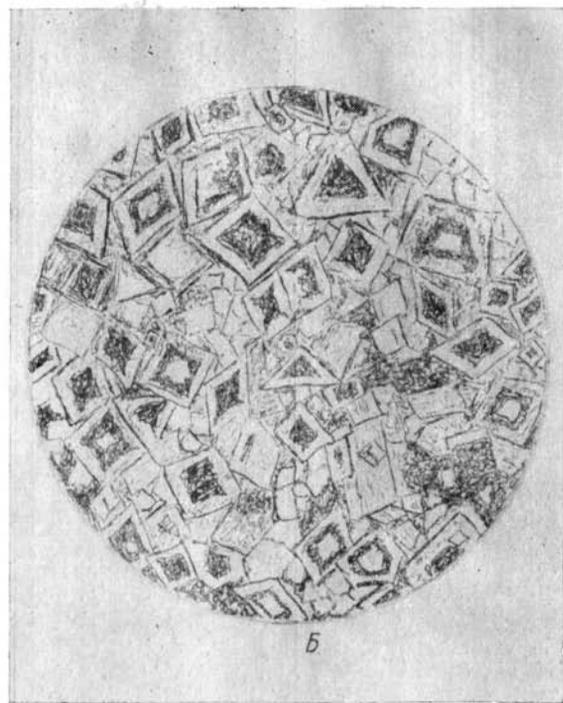
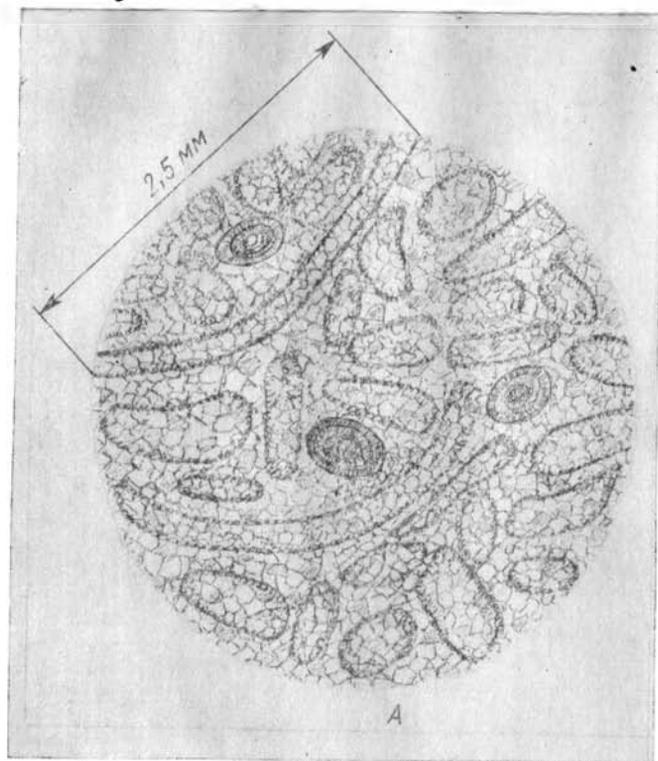


Рис. 37. А — доломит мелкозернистый, замещение по органогенно-обломочному известняку с оолитами. Обломки раковин полностью замещены доломитом, видны только их контуры, и.— Б — доломит среднезернистый с хорошо ридным зональным строением зерен, и —

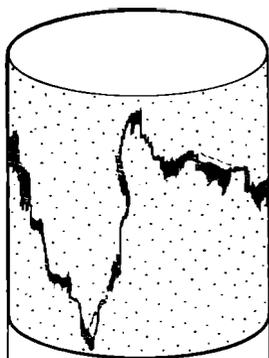
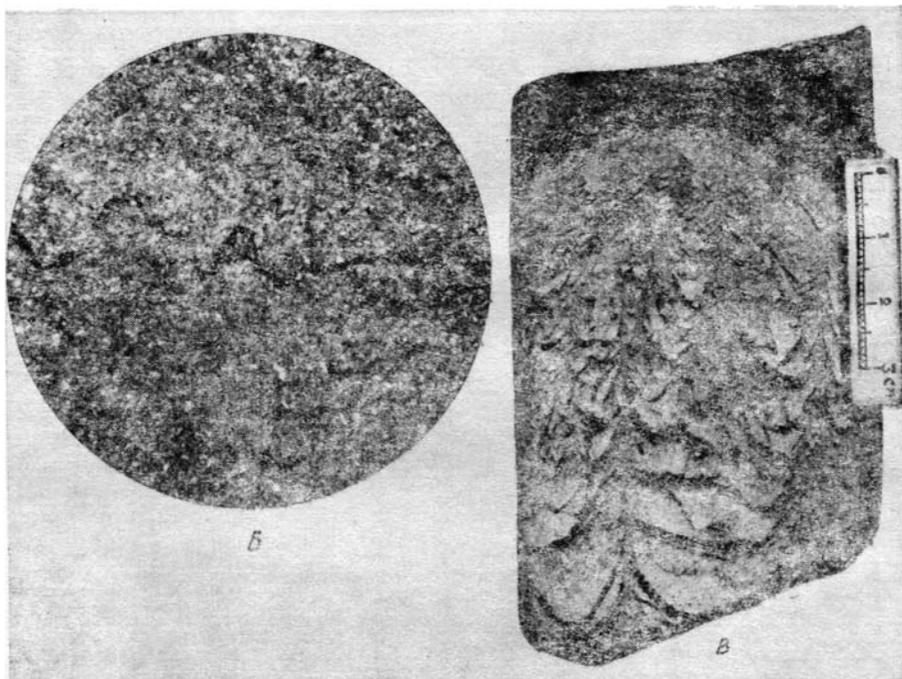
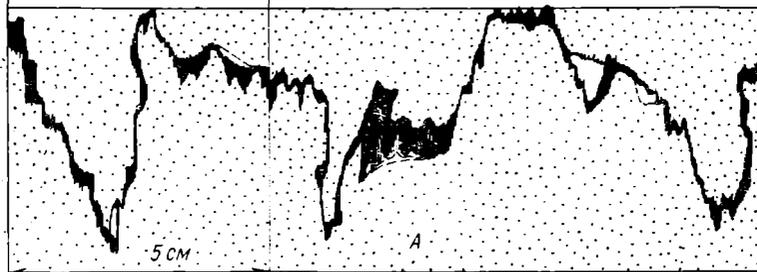


Рис. 38. *А* — зарисовка столбика керна известняка микрозернистого стилолитизированного; внизу развертка стилолитового шва. *Б* — микростилолитовый шов в мелкозернистом известняке; *В* — текстура «конус в конус» в известковой конкреции из верхнего карбона Кузнецкого бассейна



приводит к перераспределению глинистой примеси. Глинистые минералы в виде тонких пленок концентрируются на стилолитизированной поверхности (рис. 38). Процесс стилолитизации сильно влияет на физические свойства породы, изменяя прочность и пористость.

При изучении в шлифах доломитов обращают внимание на те же особенности, что и при описании известняков. Отличие состоит в том, что структуры доломитов более однообразны и значительная часть доломитов не содержит органических остатков. Только в доломитах, образовавшихся замещением органогенных известняков, следы организмов могут быть обильны и разнообразны.

Микрозернистые доломиты в шлифе похожи на микрозернистые известняки, иногда можно рассмотреть характерные ромбоэдрические кристаллики. Подобные доломиты, лишенные фауны или содержащие однообразные остатки, считаются первичным химическим осадком.

Доломиты мелкозернистые (или среднезернистые) в шлифе обнаруживают однородный состав и сложены хорошо образованными ромбоэдрическими кристаллами доломита, иногда разобщенными некоторым количеством основной микрозернистой массы. В случае отсутствия фауны их рассматривают как продукт раскристаллизации микрозернистых доломитов. Наличие разнообразных органических остатков, отсутствие пористости и хорошо развитые кристаллы показывают, что порода образовалась путем доломитизации рыхлого известкового осадка в раннедиагенетическую стадию.

Доломиты катагенетические, образовавшиеся в результате замещения уже сформированных органогенных известняков, отличаются пористостью и кавернозностью, связанными с выщелачиванием скелетных остатков. В шлифах их структура не столь однородна, встречаются зерна разных размеров и менее правильных очертаний. Характерно обилие крустификационных и инкрустационных выделений доломита. Вторичные изменения доломитов: выщелачивание, ожелезнение, окремнение, сульфатизация (гипс, ангидрит), раздоломичивание.

По указанной выше схеме описываются и сидериты, которые в большинстве имеют однородные мелко-, микрозернистые и реже сферолитовые структуры. Известны случаи замещения сидеритом известняков, в том числе и органогенных.

### **Генетическое значение микроскопического изучения**

Микроскопическое изучение существенно дополняет результаты макроскопических наблюдений и помогает выяснить условия образования известняков, особенно отличающихся мелкими и тонкими структурами.

Меньше материала для генетических выводов дают сильно измененные вторичными процессами перекристаллизованные и гранулированные породы, не сохранившие первоначальных структур.

В таких случаях можно делать вывод лишь о морских условиях образования без детализации обстановки. Но и в этом случае следует внимательно изучать шлифы, выявляя реликты некогда существовавших структур, поясняющих образование породы.

Генетические показатели доломитов более скудны. Появление их в разрезах совместно с гипсом, ангидритом и солями считают показателями аридизации климата и ненормальной солености водоема. Последнее подтверждается и бедностью фауны.

### ДРУГИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД Термический анализ

Термический анализ довольно широко используется при изучении карбонатных пород, так как позволяет быстро и точно судить об их составе. Температура и количество фазовых превращений карбонатных минералов, характер термических эффектов (экзо- или эндотермических) различны у разных минералов (рис. 39). Большим удобством является то, что подготовка породы к анализу несложна и в большинстве случаев сводится к измельчению небольшого кусочка породы (в зависимости от типа установки — от 0,5 до 3—5 г). Кроме качественной характеристики кривые нагревания позволяют давать и количественные определения (по площади термических эффектов на кривых нагревания). Точность этих определений повышается при одновременной записи кривой потери массы и учета газовыделения. Считают, что для карбонатных пород с малым

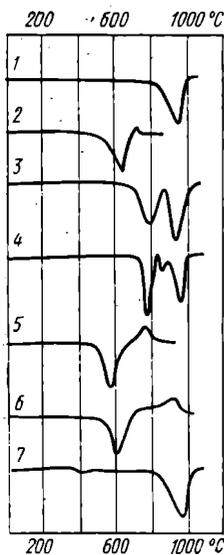


Рис. 39. Дифференциальные кривые нагревания (по А. И. Цветкову):  
1 — кальцит —  $\text{CaCO}_3$ ; 2 — магнезит —  $\text{MgCO}_3$ ; 3 — доломит —  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ; 4 — анкерит —  $\text{Ca}(\text{MgFe}) \times (\text{CO}_3)_2$ ; 5 — сидерит —  $\text{FeCO}_3$ ; 6 — родохрозит —  $\text{MnCO}_3$ ; 7 — арагонит —  $\text{CaCO}_3$

содержанием нерастворимого остатка (не более 5%) при нагревании в атмосфере углекислоты точность определения содержания карбонатов (или окислов) не меньше, чем при обычном химическом анализе.

Обилие примесей, давая дополнительные термические эффекты, затрудняет расшифровку кривых нагревания. Присутствие некоторых примесей замедляет или ускоряет ход реакций, понижая или повышая температуры фазовых превращений. Особенно вредно действуют соли, которые рекомендуется предварительно отмывать.

Простота и надежность метода, возможность быстрой диагностики минералов и определения количественных соотношений делают термический метод одним из основных в изучении карбонатных пород.

### Химический анализ

Химический анализ обычно применяют для изучения вещественного состава мелко- и микрозернистых карбонатных пород, для которых изучение минералов и примесей в шлифе ограничено.

При химическом анализе определяют количество  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и нерастворимого остатка с полуторными окислами, а также  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MnO}$ .

Результаты пересчитываются на содержание карбонатных солей ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ ) умножением величины процентного содержания окислов соответственно на переводные коэффициенты: 1,785; 1,916; 1,611; 1,619. Поскольку присутствие окислов  $\text{Ca}$  и  $\text{Mn}$  в солянокислой вытяжке всегда объясняется растворением карбонатов, а часть  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  может быть извлеченной из силикатов, то пересчет проводят дважды. Сначала в последовательности:  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ , затем последние два меняют местами. Если получается избыток окислов, на который не хватает  $\text{CO}_2$ , это служит признаком присутствия силикатного железа и магния. Отделить силикатную и карбонатную части нельзя, поэтому за карбонатное количество берут среднее арифметическое из двух расчетов.

Пересчет на минералы (кальцит и доломит) производится вычислением количества  $\text{CaCO}_3$ , нужного для связывания всего  $\text{MgCO}_3$  при образовании доломита. Оно вычитается из содержания  $\text{CaCO}_3$ , и остаток принимается за свободный кальцит.

Определение содержания малых элементов ( $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Sr}$  и др.) производится спектроскопическим методом.

Химические анализы проводятся специалистами в химических лабораториях. Но простейшие определения общей карбонатности и нерастворимого остатка можно выполнить в любой лаборатории.

Карбонатность определяют весовым или объемным способом. При весовом определении навеску (1 г измельченной и высушенной при  $105^\circ$  породы) заливают избытком 10%-ной соляной кислоты. После полного растворения карбонатов (прекращение выделения пузырьков газа, не возобновляющееся от свежих порций кислоты) прореагировавшую кислоту сливают через фильтр, осадок промывают дистиллированной водой, высушивают и взвешивают. Карбонатность определяется как разность массы пробы и нерастворимого остатка.

При объемном способе определения карбонатности устанавливают объем углекислоты, выделившейся из навески (1—2 г измельченной породы) под воздействием крепкой соляной кислоты. Полученный результат пересчитывают на содержание  $\text{CaCO}_3$  в породе.

Простейший прибор для определения карбонатности состоит из бюретки, колбы, где происходит растворение, и цилиндра с жидкостью, куда опущена бюретка. Объем  $\text{CO}_2$  равен объему жидкости, вытесненной из бюретки (рис. 40). Пересчет на содержание  $\text{CaCO}_3$  производят по формуле  $x = \frac{V_0 \cdot 100,7 \cdot 1,97686}{44}$ , где

$x$  — масса  $\text{CaCO}_3$ ; 100,7 г — молекулярная масса  $\text{CaCO}_3$ ; 44 г — молекулярная масса  $\text{CO}_2$ ; 1,97686 г — объемная масса  $\text{CO}_2$  при  $0^\circ\text{C}$  и давлении 760 мм;  $V_0$  — объем  $\text{CO}_2$ , приведенный к  $0^\circ\text{C}$  и давлению 760 мм.

Нерастворимый остаток, полученный при определении карбонатности, обычно очень мал по объему. Чтобы получить нужное количество нерастворимого остатка, для исследования необходимо выделение его из большой навески, величина которой определяется содержанием в породе примесей. Измельченную навеску заливают избытком 10%-ной  $\text{HCl}$ . Нерастворимый остаток отмывают, сушат и подвергают гранулометрическому, минералогическому, иммерсионному анализам. Глинистое вещество также исследуется всеми принятыми методами.

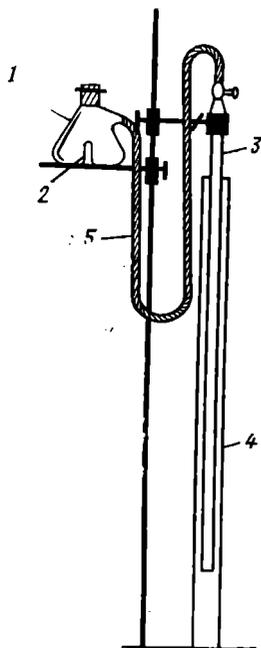


Рис. 40. Прибор И. А. Преображенского для определения карбонатности:

1 — колба с нормальной  $\text{HCl}$ , 2 — цилиндр с навеской, 3 — бюретка, передвигаемая по штативу, 4 — цилиндр с керосином, 5 — резиновая трубка

В некоторых случаях возникает необходимость исследования тяжелых аксессуарных минералов, выделяемых из нерастворимого остатка карбонатных пород. Дело в том, что основная его часть часто представлена комплексом глинистых минералов (в самых тонких фракциях), а более крупная (алевритовая и песчаная фракции), если присутствует, — обычными зернами кварца, полевыми шпатами и оруденелыми сростками. Такой тривиальный комплекс почти ничего не дает для восстановления состава источников сноса, для стратиграфических и палеогеографических построений. Вместе с тем комплекс аксессуарных прозрачных минералов в этом отношении гораздо более информативен. Поэтому его исследование, если это возможно, должно производиться особенно тщательно. Но для выделения аксессуарных минералов из нерастворимого остатка нужно брать достаточно большие навески исходного карбонатного материала.

### Биохимический метод исследования

Метод основан на существовании определенной связи между химизмом тел и скелетов организмов, их систематическим поло-

жением и геохимическими особенностями среды. Это позволяет использовать химический состав скелетных остатков для восстановления физико-химических условий среды обитания организмов. Концентрация тех или иных катионов в скелетах организмов зависит от солености и щелочности воды, содержания сульфат-иона и углекислого газа, кислородного режима и особенностей распределения осадочного материала. Некоторые из катионов обнаруживают устойчивость концентрации к диагенетическим преобразованиям, что позволяет применять данные об их количестве к расшифровке палеогеографических условий. Несвойственная скелетным остаткам минерализация, приобретаемая ими в результате диагенетических изменений, дает сведения о химизме иловых растворов. Такие исследования производятся на современном и ископаемом материале и получают все большее распространение.

### **Электронно-микроскопический и рентгенодифрактометрический анализы**

Эти методы применяются при изучении микрозернистых и афанитовых пород. Под электронным микроскопом можно изучать формы кристалликов карбонатных минералов, установить присутствие микроорганизмов. Недостатком обычного электронного микроскопа является то, что анализируется тончайшая суспензия и можно рассмотреть отдельные компоненты, а не их взаимоотношения.

От этого недостатка избавлен растровый электронный микроскоп, позволяющий просматривать участки породы площадью до  $1 \text{ см}^2$  при увеличении в десятки тысяч раз. Постепенно этот метод изучения осадочных пород, в том числе микрозернистых и афанитовых карбонатов, внедряется в повседневную практику. С его помощью доказана биогенная природа писчего мела.

Рентгенодифрактометрический анализ применяется как контрольный метод для точной диагностики карбонатных минералов.

### **Изотопный метод палеотемпературного анализа**

Метод основан на различиях в свойствах изотопов кислорода ( $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ). Первый из них легче испаряется, поэтому воды с более высокой температурой обогащены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с холодными. Соответственно кислородсодержащие вещества, осаждающиеся в водах различной температуры имеют различные соотношения изотопов кислорода. Это относится и к раковинам организмов, строящим свой скелет из извести, извлекаемой из морской воды. Чаще других анализируются рostrы белемнитов, аптихи аммонитов, раковины некоторых двустворок и фораминифер.

Масс-спектрометром анализируется соотношение изотопов  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  в углекислом газе, образующемся при разложении маленького кусочка кальцита раковины (около  $0,1 \text{ г}$ ) фосфорной кислотой  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Палеотемпературная шкала разработана изотопным

анализом организмов, выращенных в термостатически контролируемых бассейнах, а также собранных в естественных условиях их обитания.

Этот метод открывает реальные возможности палеотемпературных реконструкций. Однако из-за сложности применяемой аппаратуры он пока не получил широкого распространения. Кроме того, отмечается ряд ограничений в его применении: 1) предполагается тождественность химического состава древних и современных океанических вод, поэтому метод с уверенностью можно применять только к молодым отложениям; 2) опреснение вод сказывается на соотношении изотопов кислорода, как повышение температуры; 3) по различным остаткам одного слоя получаются неодинаковые данные, объясняемые экологическими особенностями.

## Глава IV

# КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы встречаются в осадочной оболочке Земли значительно реже рассмотренных выше групп. Они состоят больше чем на 50% из минералов одной из модификаций кремнезема — наиболее распространены аморфный опал, микрокристаллический халцедон и кристаллический кварц. Основное разделение этих пород осуществляется по генетическому принципу, среди них выделяют: 1) биогенные, 2) биогенно-хемогенные и 3) хемогенные. Каждая из этих групп, в свою очередь, делится более подробно по вещественному составу и другим особенностям (табл. 16).

### КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Известны три главные группы организмов, строящих свой скелет из кремнезема: диатомовые водоросли, радиолярии и кремневые губки; в соответствии с этим существуют и три группы органогенных кремнистых пород: диатомиты, радиоляриты и спонголиты.

Диатомиты состоят главным образом из скоплений опаловых скорлупок диатомовых водорослей. Размер скорлупок очень мал и изменяется в интервале 0,15—0,03 мм. Подсчитано, что в 1 см<sup>3</sup> породы число панцирей диатомей составляет несколько миллионов штук (до 30 млн). В качестве примесей в диатомитах могут присутствовать обломочный и глинистый материал, а также карбонатные, железистые минералы и др.

В большинстве диатомовые водоросли — холоднолюбивые формы; они бывают морскими и континентальными, некоторые живут на дне, другие относятся к планктону. Ископаемые диатомиты известны с мезозойской эры.

Радиоляритами называют кремнистые породы, состоящие в основном из опаловых скелетов радиолярий. Чистые радиоляриты — редкие породы и в СССР известны в немногих районах. Они описаны из третичных отложений некоторых островов Тихого и Атлантического океанов и из меловых отложений Калифорнии. Обильная примесь радиолярий встречается среди третичных и меловых кремнисто-глинистых пород Поволжья, Малого Кавказа и других районов СССР.

Спонголиты — породы опалового и частью халцедонового состава, сложены они главным образом спикулами кремневых

## Классификация кремнистых пород

Способ осаждения и форма залегания	Микроструктура	Преобладающий минерал и сложная им порода			
		опал и кристобалит	халцедон	кварц	
Пластовая	биогеенный	биоморфная; диатомовая, спонгивая, радиоляриевая	диатомиты* спонголиты радиоляриты		
	биогеенно-хемогенный	колломорфная и глобулярная	трепела*, опоки* (гезы)	яшмы*; лидиты	яшмо-кварциты фтаниты
	хемогенный вулканогенно-осадочный	колломорфная, глобулярная, микрозернистая, микро-мелкозернистая	гейзериты (кремневые туфы) корки	кремнистые сланцы, яшмы*, лидиты	яшмо-кварциты, фтаниты
Конкреционная	хемогенный — диагенетический, катагенетический	микро-мелкозернистая, коллоидально-зернистая, аморфная	кремни опаловые, опалово-халцедоновые, халцедоновые*, кварцево-халцедоновые*, кварцевые		

Примечание. \* — наиболее распространенные породы, в скобках — редкие.

губок. Распространены такие породы не особенно широко, но встречаются чаще радиоляритов. В СССР они известны в отложениях мелового и третичного возраста разных районов (Кавказ, Украина, Казахстан и др.). Спонголит Экибастузского района Казахстана состоит на 55—65% из спикул губок, мелких зерен кварца (20—35%), зерен халцедона (до 13%) и небольшого количества карбонатов, полевых шпатов, глауконита и других минералов.

Современные кремнистые осадки образуются с помощью организмов, накапливающих кремнезем в скелетах. Диатомовые илы накапливаются как в морях (преимущественно полярные и приполярные области), так и на континентах (в озерах с холодными водами). Обитают диатомовые водоросли в самых разнообразных условиях: их встречают в горячих источниках и во льдах, в морях и озерах, в реках и болотах, в увлажненных почвах и мхах. Такая эврибионтность привела к возникновению специфических форм, приспособленных или к строго определенным условиям, или переносящих заметные изменения среды. Для генетического анализа важны первые, но изучение широко распространенных родов полезно для биостратиграфии.

Радиоляриевые и спонгиевые илы накапливаются в морских условиях. Большое значение в современном осадконакоплении играют радиоляриевые илы, которые располагаются на глубинах 4000—8000 м в некоторых районах Тихого и Индийского океанов. Вообще же радиолярии распространены широко в водах нормальной солености, преимущественно в теплой климатической зоне, на разных глубинах, в том числе и на шельфе, некоторые ведут бентонный образ жизни.

Спонгиевые илы широкого распространения не имеют. Для их образования кроме наличия массовых поселений губок имеет значение определенная подвижность воды для переноса и концентрации спикул скелетов.

#### **КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ БИОГЕННО-ХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

К ним относится большинство послепротерозойских кремнистых осадочных пород. Для платформенных областей характерны трепела и опоки, а для геосинклинальных — яшмы и другие разновидности халцедоновых, кварцево-халцедоновых и кварцевых пород.

Трепел — это слабо сцементированная пористая порода опалового состава, обычно с примесью глинистых, алевритовых и песчаных частиц. Опал представлен мельчайшими округлыми «глобулами» (глобулярный опал), а также более или менее обильными скорлупками диатомовых водорослей, панцирями радиолярий и спикулами кремневых губок. Обычна примесь глауконита. Опока отличается от трепела преимущественно тем, что это крепкая, сцементированная порода, для нее характерен раковистый излом.

Яшмы состоят главным образом из микрозернистого халцедона. В них иногда встречаются остатки радиолярий плохой сохранности. В виде примеси присутствуют мельчайшие выделения гематита, пепловый материал, глинистые и песчаные частицы. Если кремнезем в подобных породах представлен микрозернистым кварцем, то породу называют яшмо-кварцитом. Цвет яшм обычно красноватый, но бывают они и других цветов (зеленые, вишневые и т. д.). Для яшм очень характерен парагенез с вулканическими породами. Черные кремнистые микро- и криптокристаллические породы называют лидитами или фтанитами, цвет их обусловлен глинистой примесью и рассеянным органическим веществом.

#### **КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ХИМИЧЕСКОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

Кремневые туфы (их также называют гейзеритами) особенно характерны для областей вулканической деятельности. Они образуются в местах выхода на поверхность теплых или горячих источников, содержащих растворенный кремнезем. Кремневые натки и туфы формируются и вне вулканических областей, если на поверхность выходят источники, выделяющие кремнезем.

Имеют широкое распространение яшмы, яшмо-кварциты, кремнистые сланцы, меньшее — лидиты и фтаниты, связанные с толщами вулканогенно-осадочных пород. Источником кремнезема для формирования перечисленных пород служила вулканическая деятельность.

#### **МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ**

При макроскопическом изучении кремнистых пород пользуются обычной схемой описания. Породу следует назвать, отметить цвет, определить ее крепость, излом, структуру и текстуру, примерный состав, примеси и органические остатки.

Опаловые породы макроскопически характеризуются следующими признаками: обычно светлая окраска, легкость, пористость, часто малая прочность (диатомиты, трепела), обусловленная слабой сцементированностью. Белые неслоистые диатомиты и трепела внешне напоминают мел. От известковистых пород их легко отличить при помощи 5%-ной соляной кислоты (реакции не происходит), от сходных глинистых пород (белый каолин) отличаются неразмоканием в воде. Малая объемная масса (часто  $< 1$ , особенно для диатомитов) всегда останавливает внимание и позволяет заподозрить принадлежность породы к опаловым силицитам.

Между собой опаловые породы различают по следующим признакам: самый легкий и пористый среди них диатомит (плавает в воде), обычно он белый. Трепел — рыхлый, легкий с землистым изломом. Опока — более тяжелая и прочная порода, излом у нее

шершавый, полураковистый. Спонголит — тяжелый, наиболее прочно сцементированный. Излом у раскристаллизованных спонголитов раковистый, а у нераскристаллизованных — неровный, шершавый, песчаникоподобный, так как слагающие его спиккулы в поперечном сечении макроскопически воспринимаются как песчинки.

Макроскопически структуры опаловых пород воспринимаются как микрозернистые, только для спонголитов выявляется мелкоили среднезернистая структура. Текстуры этих пород также не очень разнообразны. Для опок и трепелов характерно массивное сложение, слоистость намечается только благодаря наличию примесей. Диатомиты часто имеют тончайшую горизонтальную слоистость ленточного типа, что связано с условиями их накопления (сезонность поступления породообразующего материала), характерны текстуры подводного оползания. Спонголиты часто образуют тонкие прослои среди других осадочных пород, участвуя в создании слоистости крупного масштаба.

Минеральный состав кремнистых пород определяется в шлифах, но многие примеси устанавливаются макроскопически. В собственной кремнистым породам примеси без затруднений устанавливаются глауконит в его типичной зернистой форме. Глинистой примесью объясняется присутствие тончайших серых прослоев в диатомите. Наиболее богата примесями опока — терригенные компоненты, глауконит, фосфатные стяжения. Определяют и описывают состав и количество примесей, их расположение, размер зерен. При обилии примесей это отмечается в названии породы (например: опока сильно песчаная с глауконитом и мелкими желвачками фосфорита).

Кроме кремневых органических остатков, неразличимых невооруженным глазом, могут встретиться любые другие. Их определяют и описывают, отмечая сохранность, количество и расположение в породе. Например, в озерных диатомитах встречаются отпечатки рыб, расположенные строго на поверхностях наслоения.

Кремнистые породы халцедонового и кварц-халцедонового составов отличаются прочностью, сливным обликом, раковистым изломом, режущими полупрозрачными краями осколков. Цвет их может быть самым разнообразным в зависимости от примесей (органическая примесь, окислы железа и марганца, эпидот и т. д.). Периодическая смена примесей, поступающих в процессе осадкообразования или диагенеза, вызывает полосчатую окраску яшм. Чистые силициты халцедонового состава очень светлые. Макроскопически структура этих пород может быть определена как афанитовая. Детали выясняются в шлифах.

Текстуры, особенно у яшм, разнообразны, характер слоистости часто подчеркивается изменением цвета разных слоев и осложняется проявлением вторичной полосчатости. Слои очень тонкие — первые миллиметры и менее. Обычно наблюдается сочетание строго горизонтальной слоистости с разнообразными причудливыми текстурами подводных оползаний и взмучиваний, т. е.

основная горизонтальная слоистость осложнена нарушениями еще не литифицированного осадка.

Органических остатков, видимых макроскопически, яшмы и другие кварц-халцедоновые силициты обычно не содержат, но кремневые конкреции иногда заключают в себе окремненные остатки организмов. Макроскопическое изучение дополняется просмотром породы под бинокляром, что помогает в основном определить примеси и уточнить их расположение в породе.

Кремнистые осадки описывают как любую рыхлую породу. Для них проводят гранулометрический анализ, применяя комбинированный метод предварительного отмучивания и сливания тонких (глинистой и алевритовой размерности) фракций и ситового анализа песчаных. Выделенные фракции изучают под бинокляром, описывают и зарисовывают. Результаты гранулометрического анализа оформляют графически.

Особое внимание следует уделять наиболее тонким, песчаным, алевритовым и крупнопелитовым фракциям — именно в них сосредоточиваются остатки кремневых организмов — диатомей и радиолярий. Спикулы губок обнаруживаются в песчаных фракциях. Самые крупные из них видны невооруженным глазом. Спикулы резко отличаются от частиц неорганического кремнезема по своей морфологии — простые просвечивающие иголки, трех- и четырехлучевые иглы, кустикообразные и решетчатые объемные сростки игл. Под бинокляром преимущественно определяются спикулы, реже можно видеть наиболее крупных радиолярий, из диатомовых только колониальные формы (в виде нитей палочек и лент) можно заметить при больших увеличениях. Примерное представление о наличии и разнообразии диатомовой флоры и других кремневых организмов можно получить, изучив осадок (породу) в иммерсии под микроскопом. При этом рекомендуется применять жидкости с показателем преломления, сильно отличающимся от показателя преломления кремнезема ( $N=1,600$ ). Предварительный просмотр можно провести и в капле воды.

### **ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ**

Поскольку различные формы диатомей весьма специфичны для определенных условий среды обитания, изучение их очень важно для генетического анализа.

Анализ диатомей широко применяется при изучении осадочных толщ позднемиоценового, третичного и четвертичного времени (в более ранних образованиях диатомей редки и имеют плохую сохранность, находка самых древних относится к нижней юре). Весьма актуально изучение диатомовых из современных отложенных различных фациальных зон. Эти данные с успехом используются для воссоздания палеогеографических обстановок четвертичного периода по комплексам диатомовых водорослей, поскольку экологически и морфологически формы, обитавшие в четвертичное время и живущие в современных водоемах, почти

тождественны. В связи с этим остановимся подробнее на методе их изучения — диатомовом анализе.

Образцы, отобранные для диатомового или споро-пыльцевого анализов (их результаты дополняют друг друга), хранят естественно-влажными — в склянках с притертыми пробками, резиновых мешочках и т. д. Особое внимание обращают на чистоту отбора проб, так как следует остерегаться заноса скелетных остатков из других слоев или с поверхности. Непригодны для диатомового анализа образцы из скважин, пройденных с промывкой. Образцы тщательно зачищают, образцы отбирают снизу вверх: из глинистых пород через 20—25 см, из песчаных — через 50 см. Масса образца для глинистых пород 50—100 г, песчаных — 100—300 г, органогенных — 30—50 г. Для анализа современных диатомовых отбирают образцы грунтов (50—200 г), а также обрастания с камней, крупных растений и пробы воды (1 л). Для сбора планктонных форм применяют специальные микрочастистые сетки. При документировании отмечают расстояния от берега, глубину, температуру воды и воздуха, подвижность воды, характер грунта.

Подготовка образцов к анализу заключается в извлечении и очистке скорлупок диатомей. Это достигается дезинтеграцией осадка (породы) и уничтожением органического вещества кипячением в 10%-ном растворе пергидроля. Глинистую фракцию сливают сифоном на приборе Сабанина. От алеврита панцири диатомей отделяются на центрифуге в кадмиевой жидкости (плотность 2,3 г/см<sup>3</sup>). Диатомеи скапливаются в легкой фракции. Их промывают дистиллированной водой и концентрируют центрифугированием. Затем готовят препараты для просмотра под микроскопом (постоянные препараты делают на смоле ЛТН-30 с показателем преломления 1,68). Препараты должны быть очень тонкими, чтобы диатомеи располагались в одной плоскости. Приготовленный препарат очищают от избытка смолы, протирают ксилолом и снабжают этикеткой. Существуют и другие способы подготовки образцов: обработка 10%-ной HCl, кипячение в азотной кислоте и др.

Изучение ведется при помощи микроскопа МБИ-1 или МБИ-6 с иммерсионным объективом (увеличение 650 раз). Препарат всегда помещается на крестообразном столике этикеткой вправо. Частоту встречаемости учитывают по пятибалльной шкале: единично (от 1 до 10 экз.), редко (10—100), нередко (100—500), часто (500—1000), в массе (>1000 экз.).

Обнаруженные формы описывают, зарисовывают при помощи рисовального аппарата и фотографируют. Рисунки снабжают масштабом. При описании обращают особенное внимание на строение панциря и его структуру, на которых основывается классификация диатомовых водорослей. В настоящее время разработана подробная экологическая характеристика диатомовых различных местообитаний.

## ДИАГНОСТИКА ОСНОВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

Минеральный состав кремнистых пород обычно простой — один, реже два минерала из группы кремнезема и некоторое количество примесей. Основные минералы определяются в шлифе легко. Отличительными признаками опала являются: не кристаллическая, колломорфная или глобулярная структура, очень резкий отрицательный рельеф (показатель преломления 1,406—1,460 — в зависимости от количества воды и примесей), изотропность. Часто опал содержит примесь кристобалита, что с достоверностью можно установить при помощи рентгеноструктурного исследования.

**Халцедон.** Чистый халцедон бесцветен, прозрачен, безрельефен (показатели преломления  $N_g=1,539$  и  $N_p=1,531$ , т. е. близки к показателю преломления канадского бальзама), двупреломление очень низкое:  $N_g - N_p=0,008$ . Характерно волокнистое строение, радиально-лучистые и веерообразные агрегаты, микроагрегатное строение. В шлифах видно, что он часто связан постепенными переходами с опалом, при перекристаллизации которого образуется. При дальнейшей раскристаллизации халцедон переходит в кварц.

**Кварц** — бесцветный, с низким положительным рельефом и низким двупреломлением ( $N_g=1,553$ ,  $N_p=1,544$ ,  $N_g-N_p=0,009$ ).

### ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ШЛИФАХ

Микроскопическое изучение — основной метод исследования кремнистых пород. Общая схема описания сохраняется та же, что и при макроскопическом изучении, но более подробно и точно описываются структуры, определяются минеральный состав породобразующих компонентов, состав, строение основной массы и ее соотношение с биогенной составляющей и примесями, вторичные изменения.

Изучение шлифов проводится в проходящем и отраженном свете. Последнее важно для определения состава примесей, которые часто непрозрачны. При описании структур прежде всего следует определить степень неоднородности, т. е. определить структуру породы в целом и выделить группы компонентов (хемогенное и органогенное кремнистое вещество, органические остатки, аутигенная и терригенная примеси), после чего характеризуются каждая группа компонентов и их пространственные взаимоотношения. Последними определяются текстуры породы. В случае тонкослойной текстуры разные слои могут иметь различную структуру.

Для биогенных кремнистых пород ведущими структурными элементами являются органические остатки — панцири диатомовых, скелеты радиолярий или спикулы губок. Если сохранность их хорошая, то говорят о биоморфной (радиоляриевой, спикуло-

вой) структуре и указывают размеры скелетных остатков; при значительном количестве обломков — структуру называют органично-детритовой. Затем описывают структуру основной цементирующей массы. В трепелах и опоках она преобладает, и с нее начинают описание. Для нераскристаллизованных опаловых пород характерны коллоидная и глобулярная структура. В первом случае основная масса гелевидна, во втором — опал виден в виде мельчайших шариков — глобул (около 0,01 мм). Глобулярную структуру лучше наблюдать при больших увеличениях и несколько прикрытой диафрагме для получения четкой шагреновой поверхности.

Халцедоновые и кварцевые породы имеют кристаллическую структуру, название которой определяется в зависимости от величины зерен или агрегатов. Агрегатная структура характерна для халцедона: его беспорядочно расположенные «зерна» сложены мельчайшими волокнистыми кристалликами. В таких агрегатах часто можно наблюдать волнистое погасание.

Кремни, яшмы, кремнистые сланцы могут иметь скрытокристаллическую структуру, когда основная масса сложена столь мелкими кристалликами, что их кристаллическая природа улавливается лишь по воздействию (в массе) на поляризованный свет. Чаще же размеры агрегатов и их форма вполне доступны наблюдению в шлифах под микроскопом.

В собственно радиоляриевых яшмах на фоне основной мелко- или микроагрегатной халцедоновой массы можно видеть светлые круги и овалы, выполненные бесцветными прозрачными крупными веерообразными или сферолитовыми агрегатами халцедона — это перекристаллизованные скелеты радиолярий. Благодаря этому породе в шлифе приобретает порфиривидный облик (рис. 41).

Во фтанитах, как и в яшмо-кварцитах, в которых главным минералом является кварц, структуры отличаются большей определенностью и степенью кристалличности, но размер зерен преимущественно очень мелкий (микро- и мелкозернистая структура).

Текстура в шлифе улавливается только для очень тонкослоистых пород. Чаще в шлифе текстура беспорядочная. Описание органической породы начинают с основной части, отмечая процентные соотношения компонентов, характеризуют органические остатки, отмечают их систематическое положение, размеры, форму, структуру стенок, сохранность, вещество скелета, вторичные изменения.

Под микроскопом органические остатки кремнистого состава хорошей сохранности легко узнают по форме, размеру и кремнистому веществу скелетов. Диатомовые водоросли в шлифах выглядят как очень маленькие (сотые доли миллиметра) тонкостенные кружочки, треугольники, линзы, цепочки, нити и др. (рис. 42). Стенки панцирей чрезвычайно тонки (0,08—0,15÷0,4—2,25 мкм у представителей разных классов) и имеют тонкоячеистое ажурное строение. Опаловое вещество панцирей легко растворяется, особенно в присутствии карбонатов в осадке, когда создается

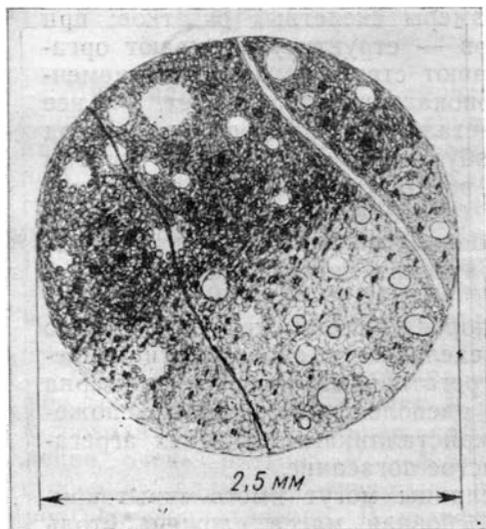


Рис. 41. Яшма радиоляриевая, полосчатая, трещинки заняты кварцем и рудными минералами, н.—



Рис. 42. Диатомит слоистый, н.—

щелочная среда с высокими значениями рН. Возможно, с повышенной растворимостью органогенного опала панцирей диатомовых иногда связано обилие кремневых конкреций и рассеянного кремнезема в некоторых известняках.

Скелеты радиолярий также сложены опалом (они гораздо крупнее диатомовых водорослей). Размеры наиболее крупных достигают 1—2 мм. Формы раковин очень разнообразны — сферические, грушевидные, колпачковидные и др. Часто имеют довольно грубые (относительно размеров) шипы и иглы. Скелеты ячеистые, но пористость более крупная, чем у диатомей, а стенки массивнее. Раковины радиолярий также довольно легко перекристаллизуются, но в отличие от диатомовых даже в очень древних породах сохраняются реликты биогенной структуры, и при полном замещении халцедоном, например в яшмах.

Для специального исследования радиолярий существует особая методика их выделения из кремнистых пород, обеспечивающая очень хорошую сохранность тонкого строения раковин. Достигается это обработкой измельченных до размера 2—3 см кусочков содержащей их породы раствором 10—15%-ной плавиковой кислоты в течение суток. Концентрация кислоты и длительность обработки подбираются опытным путем. Если радиолярии находятся в карбонатной породе, то для их выделения достаточно обработкой уксусной или муравьиной кислотой.

Спикулы губок при рассмотривании их под микроскопом обнаруживают массивное сложение: толщина стенок больше сечения

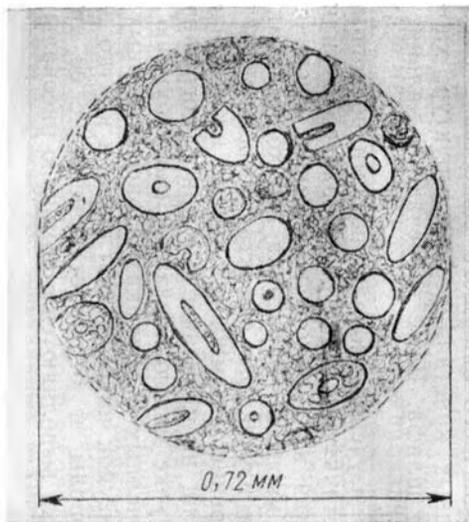


Рис. 43. Спонголит, большая часть спикул замещена халцедоном, н.—

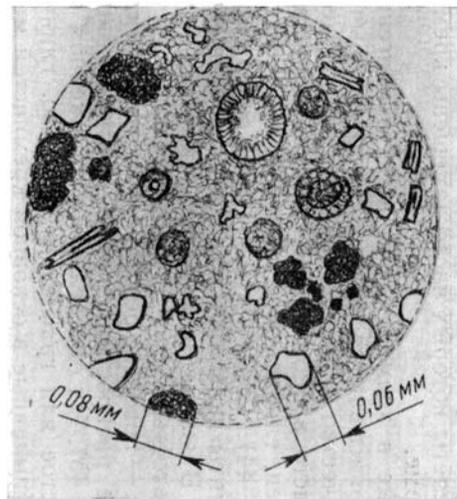


Рис. 44. Опока тонкопесчанистая с глауконитом (темное), редкими радиоляриями различной сохранности и спикулами губок, н.—

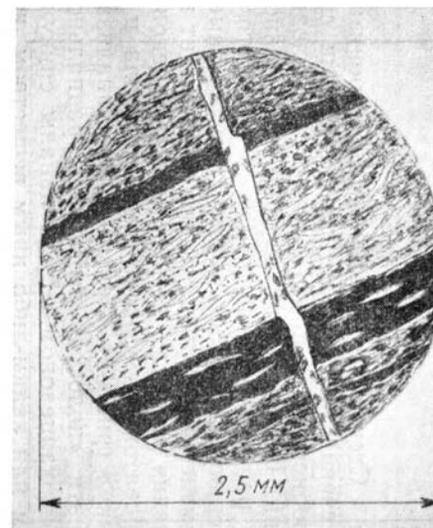


Рис. 45. Яшма полосчатая с трещинками, выполненными кварцем и эпидотом, н.—

осевого канала. Стенки не сплошные, они пронизаны тонкими серповидного сечения канальцами, облегчающими спикулы и делающими их пористыми и проницаемыми для иловых растворов при захоронении. Поэтому спикулы также довольно легко растворяются или раскristализовываются. В спонголитах обычно можно видеть спикулы полностью или частично замещенные халцедоном и неизмененные. Порода в шлифе выглядит кружевной — различные сечения спикул, замещенных халцедоном, кажутся дырками в буровой массе глобулярного опала и на фоне неизмененных спикул (рис. 43). При введенном анализаторе обнаруживается, что эти «полости» выполнены радиально-лучистым и мелкоагрегатным халцедоном. Часто каналы спикул бывают заполнены опалом или каким-либо иным веществом, что еще более увеличивает пестроту.

В кремнистых породах могут присутствовать остатки других организмов, скелеты которых часто замещены кремнеземом и опознаются по форме.

Наблюдаемые в кремнистых породах терригенные и аутигенные примеси описываются и определяются обычным способом. Отмечают количество и распределение их в породе, состав и происхождение. Часто в опоках отмечается присутствие глауконита, фосфатных зерен, глинистой и песчаной примесей, редко — карбонатной (рис. 44). Спонголиты обычно содержат песчаный материал. Диатомиты включают мало примесей, преобладает глинистое вещество. В яшмах в качестве примесей, определяющих их цвет и полосчатость, присутствуют мелкозернистые минералы группы эпидота — цоизита, реже — аутигенные титанистые минералы; наиболее распространенными являются окислы железа и марганца (рис. 45). Их определяют в отраженном свете. Фтаниты содержат углеродное или графитное вещество, глинистую примесь, пирит, тонкораспыленные в основной кремнистой массе.

Вторичные изменения, заключающиеся преимущественно в кристаллизации первичного опалового вещества с образованием более упорядоченных кристаллических структур, характеризуют в конце описания шлифа. Реже встречаются кальцитизация, доломитизация и др.

В процессе изучения породы под микроскопом необходимо зарисовать ее структуру, отдельные характерные или редкие компоненты, отражая их взаиморасположение. Рисунки обязательно должны иметь масштаб. Зарисовка необходима как один из методов познания изучаемого объекта, позволяющий полнее вникнуть в его строение. Во многих случаях на рисунке могут быть отражены детали, не улавливаемые при фотографировании. Кроме того, на рисунке можно показать реконструкцию органических остатков, встреченных в обломках и рассмотренных в различных положениях. Рисунок наиболее наглядно и кратко документирует особенности породы и отражает понимание ее автором. Более точные зарисовки выполняются с помощью рисовального аппарата (РА-4).

Изучение пород в шлифах и осадков в закрепленных иммерсионных препаратах позволяет составить достаточно полное представление о породе и совместно с данными макроскопического описания правильно ее определить.

### Генетическое значение изучения

Для палеогеографических реконструкций непосредственное значение имеют заключенные в кремнистых породах и осадках органические остатки. Одни из них указывают на характер среды осадконакопления, другие позволяют детализировать обстановку и дать подробную характеристику водоемов, где происходило осадконакопление. Присутствие радиолярий говорит о морских условиях аккумуляции, но экология древних радиолярий разработана пока слабо. Они не могут дать точных указаний на глубины осадконакопления. Однако, учитывая, что многие современные радиолярии обитают на мелководье (даже могут быть бентонными), а также парагенетические связи с породами мелководного происхождения (известняки с кораллами и строматопорами, конгломераты), можно полагать, что часть радиоляриевых яшм образовалась в мелководных условиях. Во всех случаях появление яшм в разрезе свидетельствует о поступлении больших масс кремнезема в растворенном состоянии в водоемы, где он осаждался химическим или биогенным путем. М. С. Швецов (1958) отмечает, что особенности яшм и приуроченность их к геосинклинальным областям говорят о том, что отлагались они, быть может, даже на абиссальных глубинах, но не открытого океана, а в близких к поднимающейся суше вытянутых желобах островных дуг, как, видимо, и радиоляриты Барбадоса.

Наибольшее значение для генетического анализа в настоящее время имеют диатомовые водоросли, экология которых изучена очень подробно. Определенные комплексы диатомовых водорослей характерны для водоемов различной солености, в том числе для озерно-болотных. При помощи диатомей можно получить сведения о физико-химических условиях формирования осадка (рН, температура, подвижность воды и др.), о них судят по составу, количеству и сохранности диатомовых. По составу диатомей специалисты проводят выделение палеоклиматических зон, устанавливая сезонность в осадконакоплении, однако метод диатомового анализа, как указывалось, применим только к молодым отложениям.

Очень часто как биогенные, так и хемогенные кремнистые породы соседствуют с эффузивными, что заставляет предполагать в качестве основного источника кремнезема поступление его при эффузивной деятельности. Особенно велика роль эффузивных процессов, обогащавших воды растворенным кремнеземом, в докембрийское и раннепалеозойское время. Но и в более молодых отложениях отмечается парагенезис эффузивных и кремнистых пород, например, эффузивно-туфво-кремнистые поздне меловые отложе-

ния Восточной Камчатки, диатомиты с прослоями пеллов на Сахалине и др. В то же время мощные залежи диатомитов Поволжья и восточного склона Урала не имеют связей с эффузивными толщами. Однако существует мнение, что источником кремнезема для них также была вулканическая деятельность.

### ДРУГИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ОСАДКОВ

Г. И. Теодорович предложил следующий комплекс лабораторных методов изучения кремнистых пород: 1) в прозрачных шлифах; 2) рыхлых силицитов в препаратах или дезинтеграция и изучение их в иммерсии по отдельным фракциям; 3) рациональный химический анализ — определение опалового кремнезема, карбонатов,  $S_{org}$ , железа, марганца, фосфора; 4) обработка 5%-ным раствором соды (на кипящей водяной бане) или слабым раствором щелочи (NaOH) для растворения опала; 5) спектроскопия для уточнения состава микроэлементов; 6) определение объемной массы и плотности породы; 7) определение поглотительной способности.

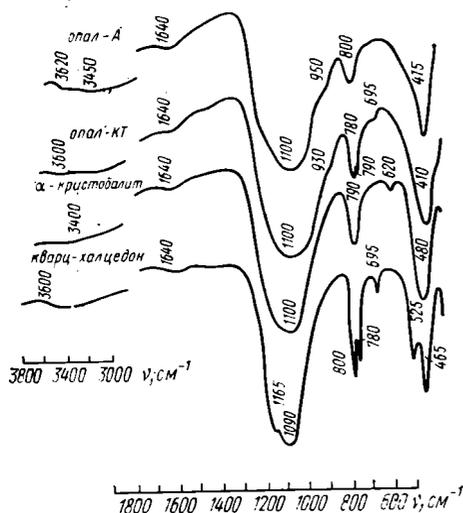


Рис. 46. ИК-спектры кремнезема в силици-тах о. Сахалина

В настоящее время для изучения кремнистых пород, особенно для установления слабо кристаллических модификаций кремнезема, применяют метод ИК-спектроскопии и рентгеноструктурный анализ (рис. 46).

Значительные возможности углубления представления о кремнистых породах обеспечивает применение электронного сканирующего микроскопа. Он открывает возможность на более высоком уровне изучить тонкие особенности строения скелетных кремневых остатков и стадии их преобразования (рис. 47).

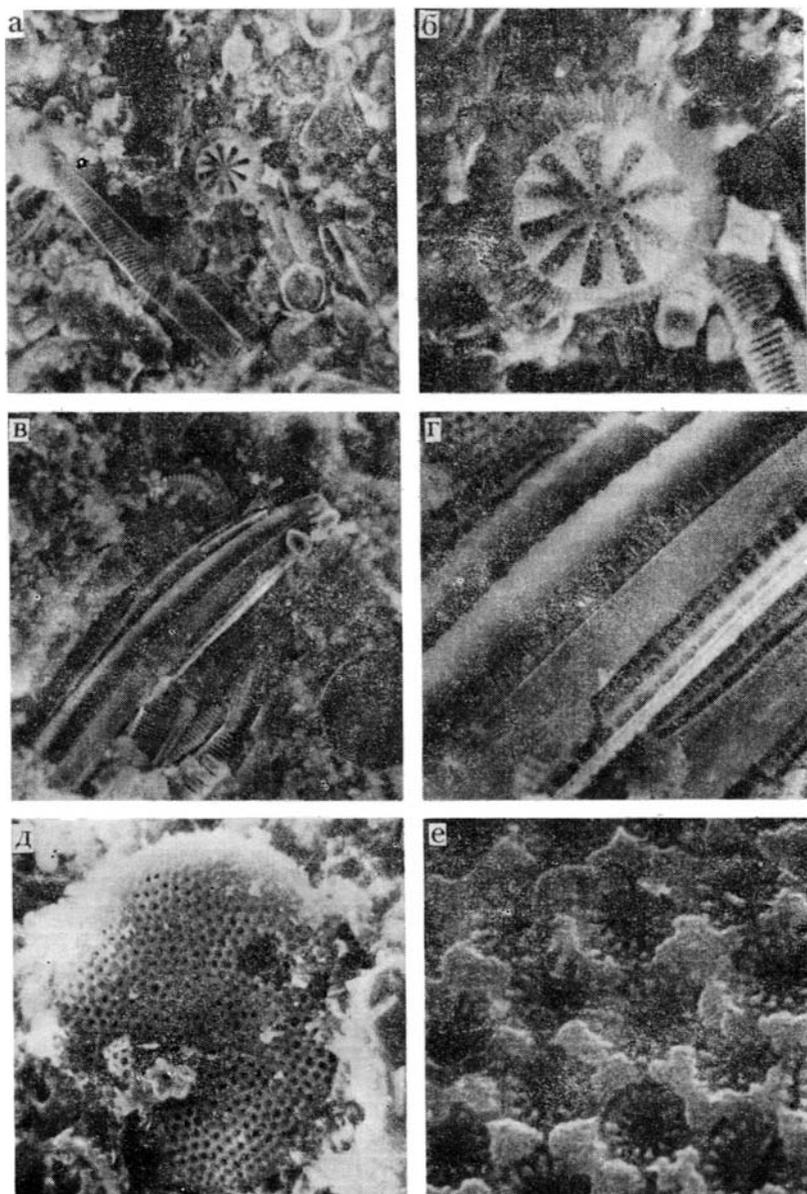


Рис. 47. Снимки под сканирующим микроскопом диатомита из палеогена Русской платформы:  
*a* —  $\times 1000$ , *б* —  $\times 3000$ , *в* —  $\times 1000$ , *г* —  $\times 3000$ , *д-е* — диатомы из опоки мела Русской платформы: *д* —  $\times 1000$ , *е* —  $\times 10\,000$  (фото Р. А. Коньшевой)

## ОСАДКИ И ПОРОДЫ ДРУГИХ ГРУПП

Рассмотренные выше группы пород являются наиболее распространенными в стратиффере — осадочной оболочке земной коры. Кроме них существует ряд других групп осадочных пород и в том числе породы, представляющие собой важные полезные ископаемые. Они не пользуются широким распространением, но местами достигают высокой концентрации. Эти группы пород часто имеют важное генетическое значение и позволяют более достоверно восстанавливать палеогеографические обстановки.

**БОКСИТЫ (АЛЛИТЫ)**

Бокситами называют породы, богатые минералами группы гидроксидов алюминия: гиббситом, бемитом ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ ), диаспозом ( $Al_2O_3 \cdot H_2O$ ), корундом  $Al_2O_3$ . Эти породы являются главной рудой алюминия. В бокситах всегда имеется примесь других минералов — глинистых (главным образом каолинита), железистых, кварца. Поэтому для характеристики бокситов имеет большое значение отношение содержания глинозема к кремнезему, называемое кремневым модулем. В бокситах он должен быть не менее 2,0.

Бокситы не имеют ясных внешних индивидуальных признаков, на основании которых их можно было бы легко выделить среди множества других пород. Даже опытный глаз не всегда может их отличить по внешнему виду. Для точного определения необходимы химический анализ и выяснение минерального состава, дополнительные сведения дает исследование структур и текстур пород. Цвет бокситов очень разнообразен: они бывают от почти белых до черных, наиболее распространены оттенки красного цвета.

Физико-географические обстановки, в которых образуются бокситы, разнообразны. По условиям формирования различают две основные группы: бокситы кор выветривания (латеритный тип выветривания) и водоосадочные бокситы, образовавшиеся в результате размыва, частичного растворения и перетолжения продуктов выветривания. Водоосадочные бокситы наиболее разнообразны. Они могут формироваться на морском дне, на суше, на закарстованной поверхности известняков, в лагунах, озерах, речных долинах и на склонах. В каждой обстановке бокситы приобретают свои характерные черты.

Лабораторное изучение бокситов начинается с внимательного исследования внешних признаков образцов. Непременным условием является представительный характер образцов, т. е. это не случайные образцы, взятые при беглом осмотре обнажения или горной выработки, а образцы, характеризующие основные разновидности пород, какие можно заметить и выделить во время полевой работы. Образцы, как всегда, должны быть точно привязаны к соответствующим частям разреза и, особенно при наличии в них ясных текстурных признаков, ориентированы в отношении кровли и почвы, а также желательно и по направлению север — юг.

Внешний осмотр образцов позволяет иногда подметить характерные особенности структуры и текстуры, говорящие о некоторых чертах условий образования пород. Так, обломочная структура свидетельствует о механическом происхождении данной породы, а оолитовая или бобовая структура образуется при некоторых условиях в процессе химического осаждения и т. д. Однако большей частью внешний вид необработанных образцов бокситов мало выразителен. Существенно помогает при шлифовка поверхностей или даже просто распил образца на две половины. На поверхности распила, а тем более на пришлифованной поверхности многие особенности выступают отчетливо (рис. 48). При этом эффективно травление образца в кислоте, щелочи или прокаливание. Желательно использование каждого из этих методов, так как разнообразие бокситов в отношении их состава и структурных особенно-

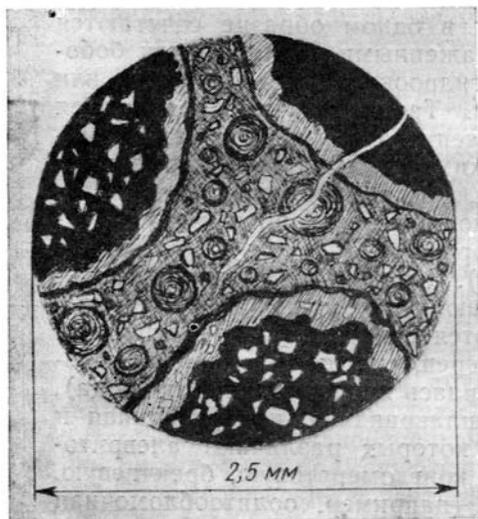


Рис. 48. Боксит бобово-обломочной структуры (черное — крупные гематитовые бобовины, в трещинках аллофан), н.—

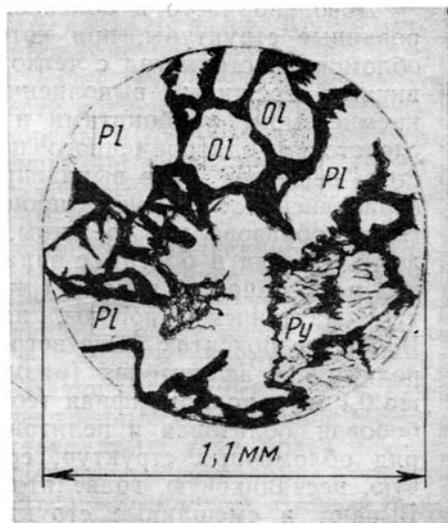


Рис. 49. Боксит, сохранивший структуру оливнинового долерита, гиббсит псевдоморфно замещает плагиоклазы (Pl), оливины (Ol), пироксены (Py). Черное — гидроокислы железа, н.—

стей не позволяет заранее выявить наиболее эффективный метод. Для травления используют 10—15%-ную соляную кислоту, ее нагревают в вытяжном шкафу и, соблюдая необходимые меры предосторожности, помещают в нее шлифованную часть образца (желательно, чтобы часть шлифовки в кислоту не попала), а затем нагревают на кипящей водяной бане. Образец следует осматривать, чтобы не пропустить момент проявления наиболее четких структур и текстур. Именно таким методом была обнаружена обломочная структура в однородных на первый взгляд бокситах Северного Урала.

Слоистость даже в водноосадочных бокситах наблюдается редко. Если она заметна, то бывает горизонтальной, косой, волнистой; такое разнообразие находится в полном соответствии с разнообразием условий образования бокситов. Наоборот, удивляет, что при таком различии обстановок бокситонакопления слоистые текстуры редки. Вероятно причина в интенсивном диагенетическом перераспределении глинозема после его накопления, в результате чего первичные слоистые текстуры оказываются утраченными.

Для бокситов, находящихся в первичном залегании в корках латеритного выветривания, слоистость нехарактерна. В редких случаях может сохраниться реликтовая слоистость материнской породы, если таковыми были слоистые осадочные породы (например, глинистые сланцы, как в некоторых районах тропической Африки). Имитировать слоистость может зональное строение самой коры выветривания.

Довольно часто в бокситах наблюдаются сложные, комбинированные структуры, при которых в одном образце сочетаются обломочная структура с четко выраженными оолитами или бобовинами, трещины, выполненные гидроокислами алюминия или кремнеземом, карбонатами и т. д. Такие структуры являются следствием одновременного накопления обломочного глиноземистого вещества с его выпадением химическим путем. Кроме того, отразились последующие процессы, когда в диагенезе или катагенезе образовались трещины, выполненные вторичными минералами. Иногда в бокситах видна порфириовидная структура исходной магматической породы (рис. 49). Бокситы, сохранившие структуру материнской породы, называют «гранитными бокситами». Вообще в бокситах чаще встречаются следующие виды структур: реликтовая, афанитовая (размер зерен, слагающих породу, меньше 0,1 мм), колломорфная (сохранилась коллоидальная природа), бобовая, оолитовая и пелитовая, шлаковидная, конкреционная и ряд обломочных структур, среди которых различают алевритовую, песчаниковую, гравелитовую, конгломератовую, брекчиевую. Бывают и смешанные структуры (например, оолитообломочная и т. д.).

Микроскопическое исследование бокситов проводится главным образом в шлифах. Обычная в бокситах примесь окислов железа часто делает шлифы непрозрачными. Их приходится изучать в отраженном свете, при этом удается распознать некоторые руд-

тые минералы. При изучении бокситов в шлифах пытаются при сопоставлении с данными химических анализов уточнить минеральный состав породы, увидеть последовательность выделения отдельных минералов, определить состав, количество и распределение примесей<sup>9</sup>. Нередко в шлифах хорошо видны детали структурных особенностей: строение колломорфной основной массы, состав и строение оолитов, бобовин, характер соотношений между минералами группы глинозема и другими составными частями породы. Все такие наблюдения помогают расшифровать диагенетическую и катагенетическую стадии формирования породы, но мало содействуют выяснению физико-географической обстановки первоначального накопления глинозема. Этому гораздо больше помогают рассмотренные выше особенности структур и текстур, а также общие геологические данные и наблюдения за фаціальными соотношениями, полученными в ходе полевых работ.

### ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ (ФЕРРОЛИТЫ)

К этой группе принадлежат породы, сложенные минералами, в составе которых железо имеет основное значение. Этих минералов в породе должно быть не менее 50%. Если пласты пород имеют мощность около 1 м и больше и находятся в благоприятных для разработки условиях, то они служат железной рудой. Породообразующими минералами являются как окислы и гидрокислы железа (гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , гетит  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , гидрогетит и др.), так и карбонат железа (сидерит  $\text{FeCO}_3$ ), сульфид (пирит  $\text{FeS}_2$ ) и силикаты железа (шамозит —  $3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , тюрингит  $5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3,5\text{SiO}_2 \cdot 7,5\text{H}_2\text{O}$ ) и др. Кроме этих минералов обычно присутствие карбонатов, разнообразного обломочного и глинистого материалов. Существуют все переходы от железистых пород почти без примесей к другим типам осадочных пород. Встречаются железистые породы в отложениях всех геологических систем. По происхождению они разнообразны, а соответственно разнообразны их состав, строение и геологические условия залегания.

В лаборатории прежде всего подлежит уточнению минеральный состав пород. Многие из перечисленных минералов — непрозрачные, и их приходится диагностировать и изучать в отраженном свете, однако такие, как сидерит, железистые силикаты в шлифах прозрачны и поддаются изучению в проходящем свете. В породах, являющихся смесями различных минералов, в прозрачных шлифах определяют количественные соотношения между прозрачными и непрозрачными минералами. Для более точной их диагностики применяются термические исследования, а также спектрографический и рентгеноструктурный анализы. Данные всех

---

<sup>9</sup> Поскольку структура бокситов часто микрозернистая, то для точной диагностики минерального состава породы приходится прибегать к рентгеновскому анализу.

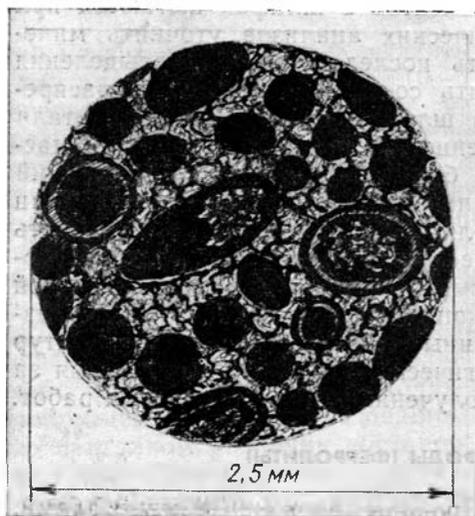


Рис. 50. Руда гематитовая мелко-бобовой структуры с комковатой лептохлоритовой цементирующей массой, пронизанной гидроокислами железа, н.—

особенностей. Например, одни минералы дают хорошо образованные кристаллы (следовательно, они выделились раньше), а другие заполняют оставшиеся промежутки (сформировались позднее), некоторые минералы образуют корочки и оторочки вокруг других. Корочки образовались после выделения центрального зерна. Минералы, выполняющие трещины, пересекающие всю породу, кристаллизовались позже и, может быть, даже после формирования породы — вплоть до стадии современного выветривания. Вообще исследование структурных соотношений в породе дает много полезной информации в генетическом отношении.

Для осадочных железных руд характерны разнообразные структуры, среди кото-

этих видов исследований должны сопоставляться с результатами химических анализов.

Минеральный состав железистых пород в значительной мере связан с их генезисом. Приблизительную его оценку можно получить по цвету черты на фарфоровой пластинке: гематит дает вишнево-красную черту, гетит — кирпично-красную, гидрогетит — желто-бурую, шамозит — зеленовато-серую, тюрингит — светлую зеленоватую, сидерит окрашенной полосы не дает.

Очень важно определить последовательность выделения минералов, что делается на основании исследования их структурных рых различают колломорфные, оолитовые бобовые (рис. 50) (гороховые), конкреционные, крустификационные, коррозионные (структуры разъедания), хлопьевидные, чешуйчатые, микроволокнистые, пластинчатые, сферолитовые (причем размер сферолитов бывает очень разным). Кроме того, они бывают массивные, конгломератовидные и брекчиевидные. Последние появляются в результате диагенетического и катагенетического растворения части вещества по системам трещин, а обломочные имеют другое происхождение и связаны с размывом и перетолжением ранее сформировавшихся железных руд.

В ферролитах отмечаются разные типы слоистых текстур: грубослоистые, тонкослоистые, косослоистые, с нарушенной слоистостью. От таких текстур следует отличать полосчатые тексту-

ры, которые генетически могут быть связаны не с обстановками накопления, а с последующими процессами.

Такое большое разнообразие структур и текстур связано не только с накоплением железных руд в очень разных физико-географических обстановках, но и с последующими преобразованиями.

Наиболее часто железные руды образуются в следующих обстановках: в коре выветривания, особенно латеритного типа, в карстовых полостях, в озерах, болотах, в речных долинах, в дельтах, в приморских лагунах и заливах, в морском мелководье на шельфе и в более глубоких частях морей до абиссальной области включительно. Поэтому правильная расшифровка генезиса железных руд — задача трудная и одними лабораторными исследованиями не может быть успешно решена.

### ФОСФОРИТЫ

Фосфоритами называют осадочные горные породы, в значительной части сложенные фосфатным веществом. Фосфорсодержащие минералы довольно сложные и разнообразные по составу, близкие к апатиту:  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_2$ . На практике бедными фосфоритами называют породы, в которых содержание фосфорного ангидрида составляет 12—15%, а высокофосфатными с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  25—30%. По геологическим условиям залегания различают несколько типов фосфоритов, причем весьма распространенными являются желваковые (конкреционные), а также пластовые. Последние имеют важное практическое значение, образуя выдержанные пласты мощностью 10 м и более.

Фосфориты в небольшом количестве встречаются довольно часто, иногда они достигают значительных концентраций и являются ценным видом минерального сырья. Образуются фосфориты в разных обстановках, поэтому существенно различаются морфологическими признаками и составом. Все это делает фосфориты сложной группой пород в отношении генетического истолкования. Фосфориты далеко не всегда легко определить по внешним признакам. Поэтому, если предполагается наличие фосфоритов, следует прежде всего выяснить, действительно ли это фосфатсодержащая порода. В полевых условиях присутствие фосфора устанавливается с помощью несложного испытания кислотным раствором молибденово-кислого аммония, при котором получается интенсивная желтая окраска образца или порошка, а в лабораторных условиях такие предварительные определения должны быть подтверждены и уточнены химическим анализом.

Различают несколько групп фосфоритов: 1 — зернистые (с разной крупностью зерен): от крупнозернистых до афанитовых (они часто обладают пластовой формой залегания), 2 — конкреционные (желваковые), 3 — органогенные (ракушечные и строматолитовые), 4 — брекчиевидные, 5 — инфильтрационные (натечные) и другие более редкие типы. Выдержанной генетической

классификации фосфоритов еще не выработано. Микрозернистые и афанитовые фосфориты особенно трудно диагностируются и с трудом поддаются генетическому истолкованию, так как в них ни макроскопически, ни под микроскопом не удается заметить характерных признаков, с помощью которых можно было бы расшифровать их генезис.

Химический состав фосфоритов различен и изменчив. Это вызвано разнообразием поверхностных условий, в которых происходит их образование. Химическим составом отражается пестрота условий осадкообразования. В концентрировании фосфатного вещества большая роль принадлежит живым организмам, что осложняет поверхностные условия. Однако тщательное литологическое изучение фосфоритов под микроскопом в шлифах в сочетании с данными химических анализов и дифрактометрических исследований позволяет всегда выделить ряд литологических типов, имеющих характерные показатели. Так, для хорошо изученных фосфоритов в горах Каратау в Северном Тяньшане выделяют шесть основных типов фосфоритовых руд: 1) почти мономинеральные (субмономинеральные), состоящие из фосфатных зерен и оолитов размером 0,1—0,25 мм; они содержат 28—30%  $P_2O_5$ ; 2) карбонатные, в которых фосфатные зерна сцементированы карбонатным веществом, главным образом доломитом и реже кальцитом; 3) кремнисто-карбонатные, в которых кроме фосфатного вещества присутствует кремнезем, главным образом в форме халцедона; 4) пелитоморфно-кремнистые с тонкодисперсным халцедоном; 5) кремнисто-сланцевые с более высоким содержанием тонкодисперсного халцедона (до 30%) и общей весьма тонкозернистой структурой; 6) руды, метаморфизованные гранитной интрузией, часть фосфатного вещества в которых представлена мелкими кристаллами апатита, а халцедон частично перешел в кварц. Как видно, четких генетических признаков эти литологические типы не имеют. Это является причиной того, что до настоящего времени палеогеографические условия формирования подобного типа месторождений являются предметом дискуссий. Оолитовая структура руд свидетельствует о химическом выпадении фосфатного вещества, а наличие обломочной структуры — о том, что выпавший осадок иногда подвергался переотложению (рис. 51). Залегают фосфориты среди доломитов и кремнистых сланцев.

На современном морском и океаническом дне, в областях шельфа и материкового склона, а также на подводных возвышенностях местами широко распространены фосфоритовые конкреции. Но большая их часть образовалась в неогене и еще раньше. Современные же конкреции известны в немногих местах; их образование связано с восходящими течениями (апвеллингами) в сочетании с другими благоприятными факторами, особенно с высокой биогенной продуктивностью.

Для платформенных условий наиболее характерны желваковые (конкреционные) фосфориты. Они обладают более отчетливыми генетическими чертами. Вмещающими их породами служат пески

и песчаники, глинистые породы и известняки (в том числе писчий мел). Все эти породы имеют морское происхождение, доказываемое остатками морских организмов, а также присутствием, иногда в значительном количестве, характерного минерала глауконита. Лабораторные исследования фосфоритовых конкреций (желваков) также подтверждают их морской генезис: внутри конкреций часто находят различные остатки морских организмов (аммонитов, устриц, фораминифер и других), присутствует глауконит. Нередко количество органических остатков в желваках бывает больше, чем во вмещающей породе, что ясно свидетельствует о начале формирования желваков еще в раннедиагенетическую стадию. В лабораторных условиях следует внимательно исследовать групповую принадлежность органических остатков, степень их сохранности, распределение в массе желвака — равномерно, неравномерно, по-слойно и т. д.

Из желваков изготавливают шлифы, по которым определяют состав (иногда только приблизительно), внутреннюю структуру желваков и текстурные соотношения составляющих его компонентов. При этом обнаруживается, что желваки представляют собой сложные образования: они состоят из терригенного материала — кварца, полевых шпатов, слюд, обломочков пород, глинистых минералов, а также глауконита, обильно сце-

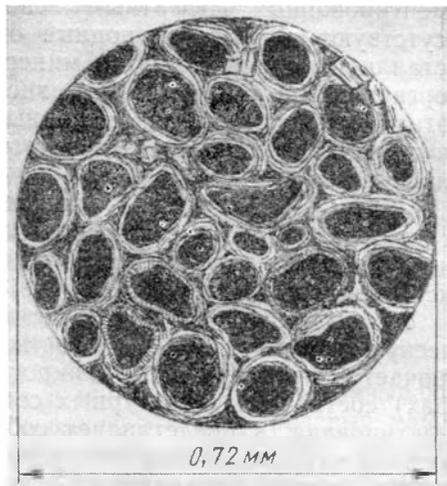


Рис. 51. Фосфорит оолитовой структуры с мелкими гнзздами кварца — светлые участки неправильной формы, ромбики кальцита в верху поля зрения, н. +

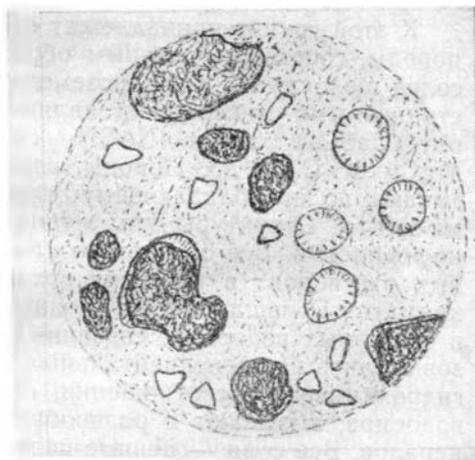


Рис. 52. Фосфорит глауконитово-алеверитный с радиоляриями, замещенными фосфатом. На некоторых зернах глауконита (темное) места нарастают корочки фосфата,  $\times 50$ , н. —

ментированных фосфатным веществом. В цементе нередко присутствуют карбонаты, водные окислы железа, могут быть кристаллики пирита и других минералов. Довольно обычны обломки органических остатков. В зависимости от соотношений между этими разнообразными составными частями выделяют литологические типы желваков: глинистые, глауконитовые, песчанистые и др. (рис. 52).

Термический анализ, рентгеноструктурные исследования, а также химический анализ позволяют уточнить все данные о минеральном составе, полученные на основании микроскопических исследований.

Зернистые фосфориты представляют собой еще одну литологическую и генетическую разность. Лабораторное их изучение заключается прежде всего в микроскопическом определении (в шлифах) состава и структурных соотношений. Если порода не сцементирована, а представляет собой фосфоритовый песок, то приходится ограничиваться исследованием его под биноклем, а также другими методами, из которых более доступны гранулометрический, термический и химический анализы. Обязательно должны быть изучены органические остатки, которые нередко в обилии встречаются в этом типе фосфоритов.

Изучение органических остатков должно проводиться с палеоэкологических позиций, так как это помогает выяснению условий осадконакопления.

### СОЛИ

К этой группе принадлежат относительно редко встречающиеся породы, состоящие главным образом из сульфатных и галоидных солей щелочных и щелочноземельных металлов. Наиболее распространенными минералами являются: гипс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), ангидрит ( $\text{CaSO}_4$ ), галит ( $\text{NaCl}$ ), сильвин ( $\text{KCl}$ ), карналлит ( $\text{KCl}$ ,  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) и др. Породы, сложенные такими минералами, называют по преобладающему минералу ангидритовыми, галитовыми и т. д. Структуры этих пород главным образом кристаллическо-зернистые. Все они образуются химическим путем из насыщенных растворов в условиях сухого и преимущественно жаркого климата. Большая часть из них накопилась в заливах, лагунах и обширных водоемах, связанных с океаном, но иногда они образовывались и в континентальных озерах сухого климата. Сложные гидрохимические соотношения, складывающиеся при осолонении водоемов, вызывают и разнообразие образующихся при этом минералов. Все соли — ценные полезные ископаемые.

Изучение солей в лабораторных условиях имеет целью уточнение их минерального состава и структуры. Основные методы исследований — иммерсионный анализ, позволяющий точно диагностировать минералы, и изучение в прозрачных шлифах. При изучении шлифов особое значение придается установлению структурных соотношений между различными минералами, а также структуры самих минералов.

Для изучения солей широко применяются химический и термический анализы.

### ИСКОПАЕМЫЕ УГЛИ. ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Названные породы сложены веществом органического происхождения. Для углей — это преимущественно остатки многоклеточных наземных растений — вещества гумусового ряда, а для горючих сланцев — продукты разложения разнообразных, в том числе и одноклеточных, планктонных организмов, обитавших в морях или озерах (вещества сапропелевого ряда). В зависимости от степени диагенетических и катагенетических изменений органического вещества угли располагаются в следующий ряд: торф—лигнит—бурый уголь—каменный уголь—антрацит.

В ряду горючих сланцев менее измененные породы называют сапропелитом (в современных осадках это сапропелевые илы), собственно горючие сланцы — это более измененные породы. С составом органических остатков в углях и горючих сланцах, а также с разницей в условиях их разложения связаны и различия в химическом составе и свойствах тех и других. Горючие сланцы стоят ближе к продуктам нефтяного ряда. В них обычна значительная примесь (до 50% и больше) глинистого вещества.

Угли. Подавляющее большинство ископаемых углей представляет собой измененные диагенетическими и катагенетическими процессами торфяные залежи болот, которые существовали по берегам морей и озер, в дельтах и в речных долинах. Генетический анализ углей заключается главным образом в восстановлении деталей обстановки, существовавшей в ископаемых болотах и определившей условия накопления и разложения растительного материала. При этом принимаются во внимание характерные их признаки, к числу которых принадлежат: 1) строение и степень разложения основной массы угля; 2) состав, распределение и сохранность включенных в нее растительных элементов, частично сохранивших свою форму (форменные элементы), и 3) состав и распределение минеральных примесей.

Основная масса угля состоит из разложенного вещества растительных тканей, обычно потерявшей органическую структуру. Форменные элементы представлены частично разложенными растительными тканями. Часто хорошо сохраняется поверхностный слой листьев и побегов растений, называемый кутикулой (кутинит), нередко присутствуют оболочки спор и пыльцы, остатки тканей коры (суберинит) и др. Весьма характерны включения остудневших растительных тканей, еще не потерявших клеточной структуры. Их называют теленитом, или структурным витреном, образовался он при подводном разложении растений. Если древесина при разложении временами подсыхала, то, сохраняя клеточное строение, она приобретает иной вид, напоминаая современный древесный уголь, стенки клеток становятся при этом непрозрачными в шлифах, черными. Такие включения называют фюзини-

том. Если накопление исходного торфа происходило в проточном болоте, то названные форменные элементы могут располагаться в угле не беспорядочно, а прослоями и даже обнаруживать сортировку по составу и размеру. Такие прослои бывают видны на изломе угля, но особенно ясно их можно наблюдать в шлифах под микроскопом. По мере усиления катагенетических преобразований и переходе угля в более измененные разновидности, вплоть до антрацита, в нем все труднее распознаются слагающие его компоненты.

Один из компонентов углей — витринит — дает возможность определить степень преобразования породы в катагенетическую стадию ее развития. Это делается с помощью специальной аппаратуры, показывающей интенсивность отражения полированной поверхностью витринита, падающего на него луча света, иными словами определяющей степень блеска («отражательную способность»). Чем сильнее проявился катагенез, тем интенсивнее витринит отражает свет. Наименьшей отражательной способностью обладают лигниты и бурые угли, а наибольшей — антрациты. Существенно, что эти определения можно проводить не только на угольных пластах, но и на обугленных растительных фрагментах, рассеянных в породе. Особенно важны такие исследования для решения вопросов постседиментационных преобразований пород в угольной и нефтяной геологии.

Минеральные примеси в угле очень разнообразны по количеству, составу, происхождению и распределению. По происхождению они частью связаны с минеральными веществами исходных растений. Кроме того, обычно присутствуют глинистые и обломочные частицы, попавшие в торфяник во время его накопления, они могут быть рассеяны в угле или приурочены к отдельным прослоям. И еще одна часть минеральных примесей имеет химическое происхождение и образуется как в торфе, так и в последующие стадии диагенеза и катагенеза из веществ, выпавших из растворов, циркулирующих в торфе и в земных недрах. При этом в угле образуются конкреции, прослои и тонко рассеянное минеральное вещество. Иногда включения оказываются ценным сырьем, например прослои каолинитового состава (флинт-клей), сидеритовые конкреции. С минеральными примесями связаны концентрации германия, ванадия, урана и других элементов.

Внимательное рассмотрение угля большей частью позволяет обнаружить его неоднородности органической природы, называемыми «литотипами». Они различаются как прослойки и линзы, неодинаковые по блеску, цвету, текстуре, излому и трещиноватости. Генетические особенности углей и степень их катагенетических изменений (степень «метаморфизма») тесно связаны с их свойствами, в частности, с очень важным из них — способностью давать металлургический кокс.

Горючие сланцы. Обычно это породы тонкозернистые с глинистой, карбонатной или кремнистой основной массой, содержащие от 10—15 до 70—80% сапропелевого органического веще-

ства (керогена). Сланцы обладают способностью раскалываться на тонкие плитки по слоистости.

По происхождению это чаще всего морские осадки, образовавшиеся в заливах, бухтах и лагунах, где существовала богатая планктонная и донная жизнь и одновременно накапливался минеральный осадок. Некоторые горючие сланцы имеют озерное происхождение. Очень характерным диагностическим признаком их является загорание от спички, горят они коптящим пламенем с запахом горелой резины.

### КОНКРЕЦИИ

Конкреции редко образуют самостоятельные пластовые тела. Гораздо чаще они включены в виде изолированных выделений в других, самых разнообразных породах. Распространены они очень широко, чрезвычайно разнообразны по составу, внутреннему строению и внешнему виду. По возрасту они встречаются в отложениях от архейских до современных. Разностороннее изучение конкреций позволило А. В. Македонову заложить основы нового метода «конкреционного анализа», включающего полевые и лабораторные исследования, направленные на выявление закономерностей в их формировании и распространении.

Наиболее распространены конкреции карбонатные, кремнистые, железистые, гипсовые, фосфатные и многие другие, а также смешанного состава. По происхождению почти все они — диагенетические и реже катагенетические образования. Некоторые из них являются показателями физико-химических условий среды образования осадка и диагенеза. Изучение конкреций для выяснения генетических вопросов должно проводиться в сочетании с исследованием вмещающих пород. Поскольку конкреции являются местными концентрациями вещества того или иного состава, важно знать, в каком окружении это вещество локализовалось. Нельзя выяснить, как образовались конкреции, не имея сведений о том, где и в чем они залегают и как они располагаются: приурочены ли к границам между слоями разного состава или лежат внутри однородной породы, располагаются цепочками или в одиночку, каково их отношение к слоистости (располагаются послойно или секут слои вмещающей породы) и т. д. Очевидно, что все это можно выяснить только во время полевых работ. Для изучения конкреций сбор соответствующих сведений в поле так же необходим, как для любой другой породы.

При лабораторном изучении основным является вопрос: из чего состоят данные конкреции. Поэтому в начале работы следует сгруппировать конкреции по морфологическим признакам и особенностям их внутреннего строения, а затем уже приступать к более подробному их изучению по выделенным группам.

Для большинства встречающихся в природе конкреций обычно уже на основании их внимательного макроскопического исследования удастся приблизительно оценить их состав, часто даже

в поле. Так, известковые и близкие к ним по составу конкреции определяются по реакции со слабой соляной кислотой (вскипают). Сидеритовые конкреции тяжелее известковых, на выветрелой поверхности обычно имеют ржавую или бурую корочку из гидрокислов железа. Пиритовые конкреции определяются обычно по характерным кристалликам пирита на изломе или на поверхности конкреции. Кремнистые часто характеризуются раковистым изломом. Внутри их иногда имеются полости, выполненные щеточками кристалликов кварца. Кремнистые конкреции — обычный спутник карбонатных пород, особенно известняков. Фосфатные конкреции в полевых условиях определяются по реакции с подкисленным молибденово-кислым аммонием и т. д.

Внимательное изучение конкреций с помощью лупы и под бинокуляром очень полезно. Прежде всего следует рассмотреть органические остатки, которые часто являются причиной начала формирования конкреций. Создаваемая органическими остатками вокруг себя своеобразная химическая среда служит причиной роста конкреций. Иногда органические остатки сохраняются в конкрециях лучше и в большем количестве, чем во вмещающей породе, что служит доказательством сингенетичности начальной стадии образования конкреций. Важно также определить степень сохранности органических остатков в конкреции и сравнить ее с той, которая присуща остаткам во вмещающей породе. Нужно выяснить расположение органических остатков внутри конкреции — лежат ли они в прижизненном положении или нет, образуют скопления или распределены более или менее равномерно. Нередко эти остатки занимают только самую внутреннюю часть конкреции. Оценка (хотя бы приблизительная) видовой или групповой принадлежности организмов позволяет определить характер солёности того водоема, на дне которого начался рост конкреций. При этом следует различать остатки донных организмов и остатки организмов планктонных или нектонных, которые, отмирая, падают на дно и почти ничего не дают для суждения о режиме дна бассейна.

Очень важно исследование химического состава конкреций. Методика выполнения химических анализов здесь не приводится, но план пересчета анализов карбонатов указан в гл. III.

Проводят изучение конкреций в шлифах и шлифовках. Пришлифовки часто дают возможность яснее увидеть внутреннее строение конкреции, характер ее неоднородностей и т. д. Это помогает восстановить этапы в истории ее формирования, особенно если сочетать изучение внутренней структуры конкреции с минералогическим исследованием отдельных концентров, прожилков или других неоднородностей.

Изучение конкреций в обычных прозрачных шлифах (или в аншлифах, если они сложены непрозрачным рудным веществом) дает много полезной информации генетического порядка. Под микроскопом можно определить минеральный состав конкреции и ее отдельных частей: концентров, прожилков, отдельных кристал-

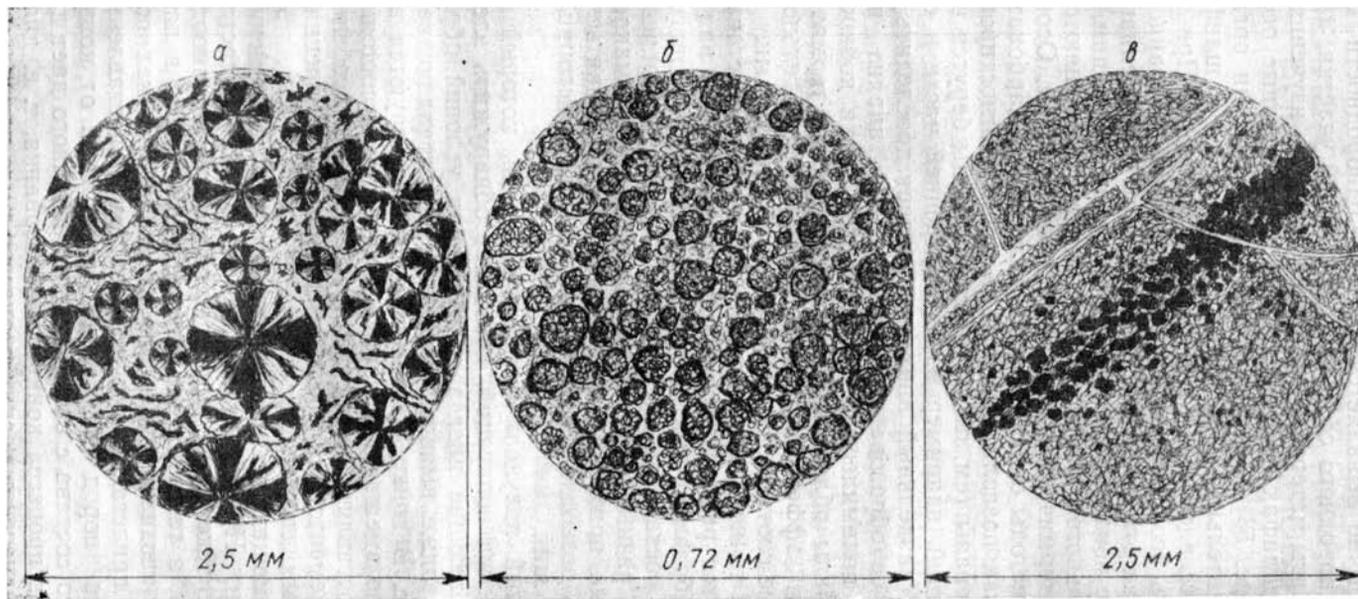


Рис. 53. Типы микростроения конкреций:  
*a* — конкреция сидерита сферолитового строения, сферолиты погружены в аргиллит с углистым детритом, *н.+*; *b* — конкреция сидерита сегрегационного строения, *н.+*; *v* — конкреция сидерита микрозернистого с гнездами пирита, пронизана трещинками, выполненными кальцитом, *н.—*

лов; далее обычно выявляется степень однородности состава, а в случае неоднородного состава намечаются участки, из которых следует отобрать материал для более точного изучения другими методами. В шлифах выявляются микроструктурные особенности конкреций (рис. 53). Присутствующие в конкреции органические остатки (растительные и животные) поддаются в шлифах более детальному исследованию, чем микроскопически. При этом следует обращать особенное внимание на степень сохранности организмов, так как это помогает решить вопрос о раннедиагенетическом или более позднем времени образования конкреции. При изучении минерального состава конкреций часто применяются дифференциальный термический и термовесовой анализы. Особенно полезными эти методы оказываются при изучении карбонатных конкреций, так как позволяют довольно точно диагностировать карбонатные минералы (см. гл. III). Если образцы берутся из разных частей конкреций, например из ее внутренней части и с периферии, то такой раздельный анализ позволяет проследить геохимические этапы ее образования. Термический анализ полезен и при изучении полиминеральных конкреций. Если конкрециеобразующие минералы обладают достаточно четкими термическими и термовесовыми эффектами, то удастся приблизительно оценить количественные соотношения между этими минералами.

Для более точной диагностики минерального состава конкреций применяется рентгеноструктурный анализ. Этот вид исследования целесообразно применять не столько для валового определения общего состава конкреций, сколько для дифференцированного изучения разных ее участков, различающихся макро- и микроструктурными признаками. При этом могут выявиться особенности состава, позволяющие установить этапы в истории формирования конкреции.

Спектральный полуколичественный анализ, который применяется при изучении конкреций, позволяет обнаружить элементы — примеси, помогающие иногда в выяснении условий образования конкреций; а также выявить элементы, представляющие практический интерес. В конкрециях иногда концентрируются вещества, находящиеся во вмещающей породе в рассеянном состоянии (разница может составлять несколько порядков). Это особенно важно для редких элементов, содержание которых в конкрециях может достигать промышленного значения.

Изучение вмещающих конкреции пород — неперенное звено в исследовании. Нужно установить не только их состав, но и структурные и текстурные признаки, характер взаимоотношения с конкрециями, а также, и это осуществимо только в лабораторных условиях, геохимические особенности в участках пород, непосредственно прилегающих к конкрециям. Сопоставление химического состава пород на разном расстоянии от конкреции и сравнение этого состава с самой конкрецией много дает для понимания геохимии процесса конкрециеобразования, т. е. для восстановления хода диагенетических процессов.

## ЗНАЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Органические остатки могут быть встречены в осадочных породах самого разного состава и происхождения. При восстановлении условий древнего осадконакопления палеоэкологическое изучение имеет поэтому особенно важное значение. При этом полевые наблюдения тесно сочетаются с исследованиями в лабораторных условиях, так что отделять их друг от друга по существу нецелесообразно. Поэтому в настоящей главе уделено внимание полевым наблюдениям за органическими остатками и приведены некоторые основные сведения по условиям их образования и захоронения.

В сложном процессе осадкообразования и становления пород роль организмов очень велика. Во многих случаях их скелетные остатки являются основным пороодообразующим компонентом (биогенные известковые и кремнистые породы, каустобиолиты). В других — организмы своей жизнедеятельностью способствуют переходу в осадок некоторых соединений (фосфаты), а по современным данным, осаждение глинистого материала в океане возможно только благодаря жизнедеятельности планктонных организмов (в виде пеллет). Наконец, огромную роль играют организмы в раннедиагенетическую стадию преобразования осадка (процессы разложения органического вещества в иле, деятельность бактерий и илоедов). Организмы активно участвуют в формировании локальной среды и иногда способны изменить ход осадконакопления на обширных участках водоема.

Значительна роль организмов как индикаторов условий осадкообразования, как свидетелей и документаторов среды геологического прошлого. Организмы (растительные и животные) весьма чувствительны к изменениям физико-химических характеристик среды и отвечают на них трансформацией своего облика, изменением состава биоцепозов или полным исчезновением.

Вопросами взаимосвязей среды обитания и организмов геологического прошлого занимается особая наука — палеоэкология. Палеоэкологи восстанавливают условия обитания организмов (условия осадконакопления) и образ их жизни, пользуясь литолого-палеоэкологическим методом в сочетании с актуалистическими наблюдениями.

Каждому, кто начинает заниматься генетическим анализом осадочных толщ, следует ознакомиться с «Введением в палеоэкологию» Р. Ф. Геккера (1957).

Необходимо также иметь представление о современных жизненных формах. Это позволит полнее понять жизнь древних организмов на основе наблюдений над современными, часто неродственными организмами, но обитающими в сходных условиях и ведущими сходный образ жизни. Вследствие приспособления к обитанию в той или иной среде древние и современные организмы несут на себе «печать среды». Например, планктонные организмы (сейчас и в геологическом прошлом) имеют малые размеры и очень легкий, часто шарообразный скелет, обычно с многочисленными тонкими выростами — это приспособление для того, чтобы «парить» в воде. Пример одинакового приспособления к обитанию в подвижной среде дают древние организмы — археоциаты, одиночные кораллы, губки *Ventriculites striatus*, брахиопода *Richthofenia communis* и двустворки *Hippurites*, выработавшие почти одинаковую бокаловидную форму скелета с толстыми прочными стенками (рис. 54). Тонкостенными удлинненными раковинами отличаются ведущие активно зарывающийся образ жизни моллюски и брахиоподы (лингула). Хорошие пловцы (независимо от систематической принадлежности) отличаются торпедовидным телом: ящеры (ихтиозавр), млекопитающие (дельфины), рыбы, головоногие моллюски. Таким образом, анализ формы тела (скелета, раковины) дает сведения об образе жизни организма и условиях его обитания.

Наблюдения над целыми сообществами (биоценозами и танаоценозами в современных водоемах, палеобиоценозами и ориктоценозами — в древних) и их изменениями (систематический состав, количество, жизненные формы, сохранность и расположение в породе) помогают восстановить условия осадконакопления.

Организмы — важные носители информации о среде осадконакопления. Соленость водоема, глубины, подвижность воды, характер дна, скорость осадконакопления, направление донных течений, положение береговой линии, связь между водоемами и многие частные вопросы успешно разрешаются с помощью литолого-палеоэкологического метода.

В полном объеме литолого-палеоэкологические исследования проводят специалисты, но всем занимающимся изучением осадочных пород и осадков необходимо иметь представление о работе с органическими остатками, чтобы уметь правильно их собрать, изучить и использовать при генетическом анализе.

#### **ТЕРМИНЫ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ ПРИ ОПИСАНИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ**

Наиболее общее название для всех остатков и следов жизнедеятельности организмов геологического прошлого — окаменелость. Им обозначают и сохранившиеся почти неизмененными скелетные остатки, и остатки, вещество которых полностью замещено другим, окаменевшие экскременты (копролиты) и следы

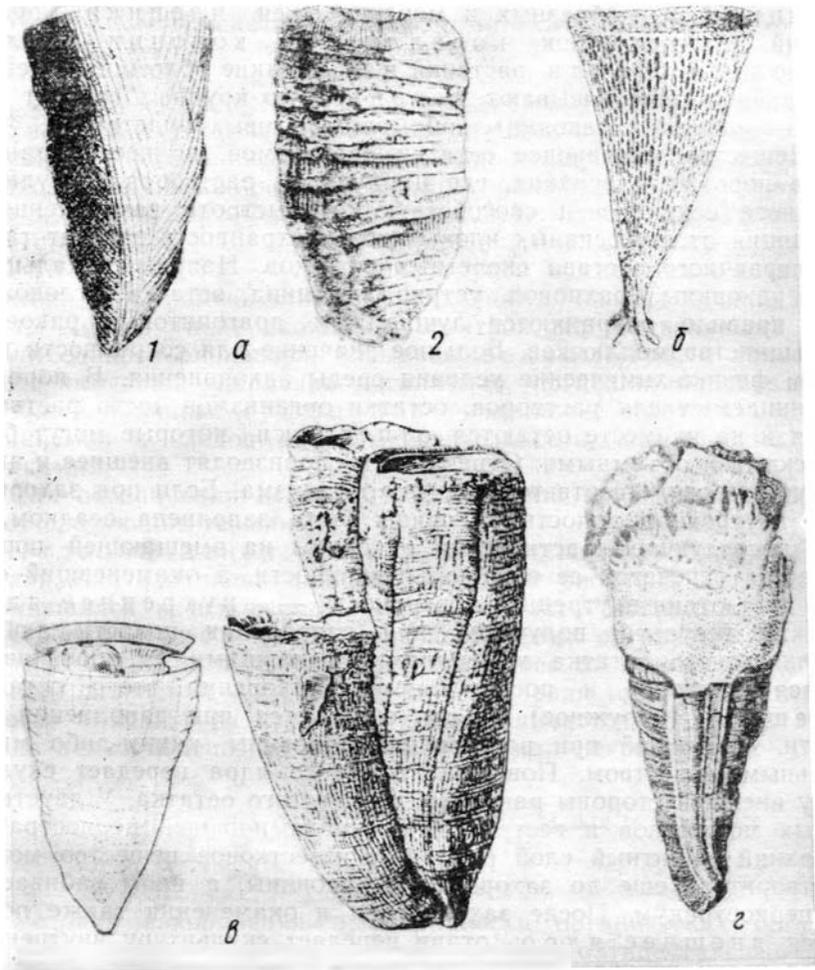


Рис. 54. Сходство формы организмов, приспособившихся к жизни в подвижной среде:  
*a* — кораллы: 1 — *Streptelasma corniculum* (немного увеличено), нижний силур, 2 — *Montivaultia pattheimenensis* (поперечник коралла до 5 см), верхняя юра; *б* — губка *Ventriculites striatus* (поперечник кубка до 10 см), мел; *в* — двустворчатый моллюск *Hippurites* (высота до 1 м) (слева — схема строения), верхний мел; *г* — брахиопода *Richthofenia communis* (натуральная величина), пермь (Л. Ш. Давиташвили, 1958)

жизни животных, окаменевшие или обугленные растения и их отпечатки и др.

Скелетные остатки, захороненные или скопившиеся неповрежденными, называют так, как это принято для данного организма:

раковины и створки (моллюсков, брахиопод, остракод), панцири ракообразных и морских ежей, членики морских лилий, спиккулы губок, кораллиты и колонии кораллов, стволы и стебли растений и др. Мелкие обломки скелетных остатков обычно называют детритом, о крупных говорят просто — «обломки раковин», «обрывки листовых пластин».

Вещество, слагающее остатки организмов, полное сохраняется в породах и осадках, где циркуляция растворов затруднена. Полноте сохранности способствуют и быстрота захоронения, и изоляция от агрессивных иловых вод. Сохранность зависит также от первичного состава скелетных остатков. Например, кальцитовые раковины брахиопод, устриц, пектинид, остатки иглокожих, как правило, сохраняются лучше, чем арагонитовые раковины большинства моллюсков. Большое значение для сохранности имеют и физико-химические условия среды захоронения. В породах, проницаемых для растворов, остатки организмов часто растворяются и на их месте остаются отпечатки, которые могут быть плоскими и объемными. Отпечатки воспроизводят внешнее и внутреннее строение соответствующего организма. Если при захоронении внутренняя полость раковины была заполнена осадком, то при последующем растворении раковины на вмещающей породе остается отпечаток ее внешней поверхности, а окаменевший осадок дает отлив внутренней поверхности — внутреннее ядро. Тот же результат получится при заполнении полости любого органического остатка минералами, выпавшими из просачивающихся растворов, и последующем растворении этого остатка. Внешнее (наружное) ядро образуется при заполнении полости, возникшей при растворении раковины, каким-либо минеральным веществом. Поверхность такого ядра передает скульптуру внешней стороны раковины или другого остатка. У двустворчатых моллюсков и гастропод, имеющих прочный периостракум (верхний защитный слой раковин), известковое вещество может раствориться еще до захоронения раковины, а илом забивается ее периостракум. После захоронения и окаменения также получится внешнее ядро: отлив передает скульптуру внутренней поверхности периостракума, негативно соответствующей внешней поверхности известковой раковины. На вмещающей породе сохранится ее отпечаток.

При захоронении и последующем растворении разобщенных створок могут образоваться внешние и внутренние ядра (слепки) створок, соответствующие половине настоящего, полного ядра. В угленосных толщах внешние ядра створок и раковин (скульптурные ядра) являются основной формой сохранности. В глинистых породах нередко наблюдаются скульптурные ядра и отпечатки створок раскрытых раковин.

## ТЕРМИНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ОБОЗНАЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ СКОПЛЕНИЙ ОРГАНИЗМОВ

Биоценоз — население участка среды жизни (биотопа), связанное определенными отношениями между собой и абиотической средой. По количественным соотношениям в составе биоценоза выделяют преобладающие (>50%), характерные (>25%), сопутствующие (>10%) и случайные (<10%) формы.

Танатоценоз — скопление трупов и скелетных остатков; участок, занимаемый такими скоплениями, называют танатопом. Иногда такие скопления остатков, не составлявших при жизни единого биоценоза, называют некроценоз, а танатоценозом называют скопление организмов, погибших одновременно от общей причины. Тафоценоз — комплекс остатков мертвых организмов и следов их жизнедеятельности, погребенных под осадками.

Для обозначения ископаемых скоплений организмов употребляют следующие термины.

Палеобиоценоз (палеоценоз) — комплекс ископаемых организмов, входивших при жизни в один биоценоз, а также сохранившаяся в ископаемом состоянии часть биоценоза.

Ориктоценоз — комплекс ископаемых организмов данного местонахождения, т. е. то, что сохранилось от некогда существовавших скоплений организмов. При изучении ориктоценозов стараются выяснить их характер, решить, является ли данное скопление палеобиоценозом, танатоценозом или некроценозом.

### ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Условия захоронения и сохранности органических остатков на континентах и в морях неравнозначны. Континентальные отложения беднее окаменелостями, чем морские. Это объясняется плохими условиями для захоронения трупов животных, которые быстро разрушаются, если не попадают в болото или озеро, где могут быть захоронены. Континентальные водоемы обычно слабее заселены скелетными организмами, чем морские, естественно, что и окаменелостей их отложения содержат мало. Исключение — растительные остатки, сохраняющиеся преимущественно в толщах континентального происхождения, и остатки насекомых.

Морские отложения богаты окаменелостями, среди которых резко преобладают остатки беспозвоночных. Скелетные остатки высших животных в ископаемое состояние переходят реже. Наиболее устойчивыми фрагментами являются зубы акул и других рыб, слуховые косточки китов; иногда встречаются чешуи рыб, отпечатки их тел и скелетов.

**ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ  
ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОБСТАНОВКИ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Полевые наблюдения включают общее описание разреза, изучение характерных особенностей слоев с фауной, наблюдение характера расположения организмов в слое и на площади, приблизительное определение организмов, их количества. Количество можно отмечать словами: «много», «мало», «единично», по возможности лучше произвести подсчет и указать процентное содержание от общего количества органических остатков.

Отмечаются также степень и вид сохранности: целые раковины, створки, детрит, ядра. Определяется тип захоронения (рис. 55) — «прижизненный», если в ориктоценозе преобладают двустворки с неразобщенными створка-

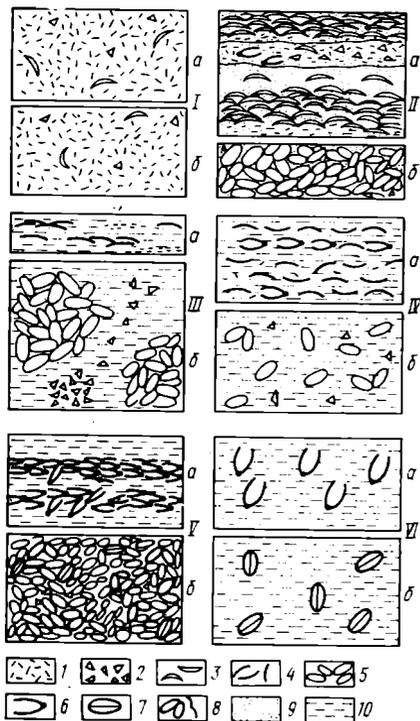


Рис. 55. Типы захоронений (по Н. В. Ивановой, 1973):

*I* — беспорядочный, *II* — ракушечная мостовая, *III* — пятиствлгий. *IV* — рассредоточенный, *V* — спорадический, *VI* — прижизненный; *a* — в разрезе, *b* — в плане; *1* — мелкий детрит, *2* — крупный детрит, *3* — толстые створки, *4* — тонкие створки, *5* — поверхность створок и ядер, *6* — ядра, *7* — ядра в плане, *8* — неразобщенные створки в плане и разрезе, *9* — песчаник, алевролит, *10* — аргиллит, алевролит глинистый. Ориентировка в породе отражена положением знаков

ми, а часть организмов находится в прижизненном положении (например, раковины брахиопод, ориентированные макушкой вниз, или гастроподы с макушками, направленными вверх). В таком случае можно предположить, что здесь мы имеем дело с палеобиоценозом. «Ракушечная мостовая» (створки раковин ориентированы преимущественно выпуклостью вверх) свидетельствует о достаточно подвижной среде, когда раковины периодически подвергались воздействию волн, отсортировывались по размерам и, наконец, закреплялись в наиболее устойчивом положении. Если на поверхности наслоения органические остатки группируются пятнами, без особой ориентировки и

сортировки, можно говорить о «пятнистом» типе захоронения, связанном с небольшим переносом и перемывом ракушки поблизости от места обитания. Иногда в таких захоронениях следы мелких донных течений отмечаются «потоками» органогенного детрита. «Беспорядочный» тип захоронения связан с большой подвижностью воды в месте, где накапливались органические остатки. В таких случаях скопление органогенного, иногда хорошо отсортированного по размерам детрита, часто имеет вид линзы с беспорядочным расположением компонентов, явно перенесенных из разных местообитаний. Остатки хорошей сохранности в захоронениях такого рода встречаются редко.

По характеру распределения остатков в слое может оказаться, что большое количество остатков хорошей сохранности, часто в прижизненном положении, сосредоточивается на каких-то определенных поверхностях наслоения. Скопления разобщены прослойками пород без фауны. В таких случаях можно говорить о «спорадическом» типе захоронения, который может быть связан с периодическим возникновением на этом участке дна условий, при которых погибали все или большинство живших здесь организмов и биотоп оставался какое-то время незаселенным. Наконец, органические остатки могут быть равномерно распределены по слою, что свидетельствует об их равномерном поступлении в осадок. Такой тип захоронения можно назвать «рассредоточенным». Для последующей лабораторной обработки образцы должны быть отобраны по всему слою, достаточно большие, ориентированные («вверх», «вниз», страны света) и тщательно задокументированные.

В лабораторных условиях следует уточнить состав органических остатков (родовой, видовой), описать под биноклем, а также в шлифе под микроскопом (микроскопические особенности строения скелета породообразующих организмов приведены в главах III и IV). При этом могут быть вскрыты различные детали, которые нельзя установить при макроскопическом изучении, — присутствие очень мелких организмов, следы прижизненных повреждений (сверления губок и гастропод на раковинках моллюсков), окатывания, обрастания и прирастания, мелкие следы жизнедеятельности и характер вторичных изменений.

При изучении образцов и шлифов определяют количество тех или иных организмов. Соотношение между ними выражают в процентах от органической части породы.

Количественные соотношения различных групп организмов чрезвычайно важны: если состав разнообразен по групповой, родовой и видовой принадлежности, можно думать об образовании пород в нормальном морском бассейне, особенно при наличии стеногалинных организмов.

Прослеживая изменение количественных соотношений компонентов палеобиоценозов или комплексов организмов, можно обнаружить постепенное выпадение некоторых видов, общее уменьшение размеров скелетных остатков, появление новых компонен-



тов сразу и в большом количестве — подобная гамма изменений свидетельствует об отклонении условий обитания от нормальных. Следует выявить, что служило угнетающим фактором. Если выпали стеногаалинные организмы, можно предположить, что причиной было понижение или повышение солёности. При выпадении прирастающих организмов, требовательных к определенным условиям аэрации, причиной следует считать ухудшение условий газообмена — увеличение глубины, развитие застойных явлений, изменение направления течений, особенно если параллельно изменился облик породы в сторону увеличения глинистого материала.

Особенно резкая смена комплексов организмов наблюдается в отложениях лагунно-континентального генезиса. Обстановки осадконакопления в таких водоемах более изменчивы, чем в морских бассейнах, характеризующихся выдержанностью в пространстве и времени. При отклонении солёности от нормальной обедняется как групповой состав, так родовой и видовой, но резко возрастает число экземпляров отдельных видов — легко устанавливается преобладающий компонент (рис. 56). Конечно, окончательные выводы можно делать, только изучив комплексы фауны на площади и по разрезу и проведя их сравнительный анализ, но даже при ограниченном материале такое сравнение покажет, изменялись ли условия осадконакопления во времени или на площади. Если состав фауны (флоры) остался практически неизменным, можно думать об устойчивом режиме осадконакопления в период накопления изучаемых отложений.

Для наглядности и удобства сопоставлений все сведения, полученные при описании органических остатков, следует вынести

Рис. 56. Изменения комплексов фауны, связанные с изменением солёности. Кузнецкий бассейн.

Двустворчатые моллюски: 1 — *Anthraconaia*, 2 — *Anthraconauta*, 3 — *Abiella*, 4 — *Proscopievskia*, 5 — *Microdonta*, 6 — *Microdontella*, 7 — *Palaeonodonta*, 8 — *Diclys*, 9 — *Neamnigenia*, 10 — *Amnigeniella*, 11 — *Concinella*, 12 — *Mochovia*, 13 — *Kinkerkaella*, 14 — *Kinkerkaellina*, 15 — *Mrassiella*, 16 — *Augea*, 17 — *Angarodon*, 18 — *Naiadites*, 19 — *Orthonaiadites*, 20 — *Myalinella*, 21 — *Yavorskiana*, 22 — *Aenigmoconcha*, 23 — *Pseudemondia*, 24 — *Taimyria*, 25 — *Goniophora*, 26 — *Modiolopsis*, 27 — *Lithophaga*, 28 — *Juania*, 29 — *Aviculopecten*, 30 — *Polidracia*, 31 — *Nuculavus*, 32 — *Janaia*, 33 — *Edmondiella*, 34 — *Posidonia*, 35 — *Modiolus*, 36 — *Pseudamussium*, 37 — неопределимые. Сопутствующая фауна: 38 — *Cirravus*, 39 — *Spirorbis*, 40 — *Ostracoda*, 41 — *Phyllopora*, 42 — чешуя рыб, 43 — насекомые, 44 — брахиоподы, 45 — иглокожие, 46 — гониатиты, 47 — мшанки, 48 — кораллы, 49 — гастроподы. Следы жизнедеятельности: 50 — норки и ходы илоедов. Сохранность: 51 — целые раковины, 52 — внешние ядра, 53 — внутренние ядра, 54 — неразобщенные створки, 55 — разобщенные створки, отпечатки, 56 — раковинный бой, 57 — расплющенные ядра, створки, 58 — частично сохранилось вещество раковины. Ориентировка в породе (тип захоронения): 59 — беспорядочная, 60 — массовые скопления створок, ориентированных выпуклостью вверх, 61 — пятнами на поверхности наложения, 62 — распределены по слою параллельно наложению, 63 — массовые скопления ядер на поверхностях наложения, разобщенные прослойками породы без фауны, 64 — сохраняют прижизненную ориентировку. Характер фауны: 65 — морской, 66 — полуморской, 67 — солоноватоводный, 68 — пресноводный. Количество отражено величиной знака



на литолого-палеоэкологические колонки и разрезы (рис. 57). Органические остатки наносятся условными обозначениями, простыми для воспроизведения, желательно стилизованно отражающими форму остатка. На колонке и разрезе значки следует располагать так, чтобы отражалась ориентировка органических остатков в породе.

Поскольку приходится иметь дело со скелетными остатками, надо проанализировать, как менялся облик того или иного организма во времени и пространстве. Это важно при изменяющемся составе пород (разная порода сейчас — значит, некогда накапливались различные осадки, был разный грунт, а изменение субстрата сильнейшим образом влияет на облик и состав организмов). Но еще важнее наблюдать постоянство или изменчивость организмов (всего комплекса) при внешне одинаковом облике пород. В последнем случае органические остатки могут помочь выяснению деталей изменения среды, так как они часто более чутко реагируют на изменение среды, чем осадки. Например, Азовское море почти замкнутый полуморской водоем с обширным полем развития темных мягких глинистых илов в центральной части. Дно почти плоское, с перепадом глубин в пределах первых метров, условия спокойные и внешне не отличающиеся. Тем не менее биоценозы изменяются значительно: в периферической части поля развития глинистых илов господствует биоценоз кардиум-абра с примесью мидий и мелких баланусов, раковины белые, непрозрачные (абра) и розовые непросвечивающие (кардиум) — глубина 6—8 м; на глубине 8—10 м преобладающими становятся абры, кардиумов мало, мидии и баланусы исчезают. Раковины обеих форм становятся очень маленькими, тонкими, просвечивающимися, раковины абр — прозрачными (видно тело моллюска). Из сопутствующих форм можно назвать червей (нефитис), остракод и мелких гастропод гидробий. Наконец, в центре этого поля (глубины более 10 м) остаются практически только остракоды и черви. В этой зоне развиваются застойные явления, следствием которых являются периодические заморы; кардиум чувствителен к недостатку кислорода и в этой зоне почти не поселяется. Остается более выносливая абра, но в застойной среде ее раковина становится почти карликовой и очень тонкой. Наконец, в зоне с постоянным дефицитом кислорода и избытком сероводорода, резкий запах которого исходит от осадка, живые двустворки не встречаются.

В литифицированном состоянии все это поле будет сложено одной породой — темной глиной с почти неуловимой внешне примесью мелкого алеврита в периферических частях. Без анализа фауны, которая в осадке образует спорадические захоронения, различить разницу в обстановке только по составу пород не удалось бы.

Если будет установлено, что захоронение не является палеобиоценозом, а состоит в значительной мере из перенесенных остатков (разрозненные створки, детрит неместного происхождения,

сортировка по размерам и т. д.), то это не препятствует анализу. Во-первых, бентонные организмы обычно перемешаются недалеко от места обитания, во-вторых, даже такое смешанное захоронение отражает состав некогда существовавших биоценозов, в-третьих, изучение образцов соседствующих участков может помочь восстановить истинный состав разрушенного биоценоза.

Пресноводные организмы (например, раковины двустворок) не выносятся далеко за пределы своего биотопа. Их присутствие среди солоноватоводных организмов указывает на накопление в прибрежно-дельтовых условиях. В таких обстановках (дельта, авандельта) характерно смешение очень крупных раковин пресноводных двустворок и обычно мелких солоноватоводных.

Надежными признаками отсутствия перемещения органических остатков являются: наличие корней, стигмариин с отростками (почва угольных пластов), прирастающие и прикрепляющиеся беспозвоночные в прижизненном положении; норы и ходы животных, остатки подвижных животных в следах ползания. Норы, ходы, следы ползания также надо внимательно изучить и постараться установить, кому они принадлежали. Следы жизнедеятельности обычно обильны в морских отложениях. Со специфическими морскими же условиями связано формирование ископаемого «твердого дна», отмечаемого норками сверлильщиков и приросшими или прикрепленными раковинами (например, устрицы, приросшие на сглаженные гранитные береговые обрывы мелового моря в Кызылкумах). В случае «твердого дна» береговая линия древнего водоема картируется, как любая другая геологическая граница. В других случаях для установления береговой линии нужно проследить расположение образцов с беспорядочным типом захоронения и раковинной мостовой (первые характерны для волноприбойной зоны).

При определении границ водоема большую помощь могут оказать остатки растений. Как уже говорилось, большая часть растительных остатков успевает захорониться в континентальных водоемах; в морских водоемах такое захоронение может произойти лишь вблизи берега (плавник может оказаться и вдали от берега). Растительные остатки следует описать как и животные, обращая внимание на характер остатков листьев, стеблей, корней, семян, их сохранность и минерализацию, а также количества. Листья, как правило, захороняются поблизости, а их фрагменты и мелкий детрит могут быть занесены далеко от берега.

Наиболее далекие от берега тонкозернистые и глинистые осадки крупного водоема (большое озеро, лагуна) обогащены растительным детритом и шламом. Наоборот, в глинистых осадках мелководных заболачивающихся озер, старичья присутствует флора наилучшей сохранности. Песчаные отложения аллювиального происхождения листовой флоры обычно не содержат, но в них часто встречаются обугленные или минерализованные ветви и стволы деревьев. Проследив за их ориентировкой (в лабораторных условиях, разумеется, можно наблюдать только некрупные удлинен-

ные элементы) и сопоставив с показаниями направления серий косых слойков, можно установить направление течения. Для этого используют и наблюдения над удлиненными скелетными остатками животных. Подобные наблюдения за ориентировкой удлиненных остатков помогают установить и наличие придонных течений.

Степень подвижности воды в любом водоеме неодинакова на различных участках. Всегда имеются зоны с более активной гидродинамикой. Обнаружить их можно не только по характеру захоронений, но и выявляя на организмах «печать среды» (рис. 58). Сделать это легче для морских отложений, где более

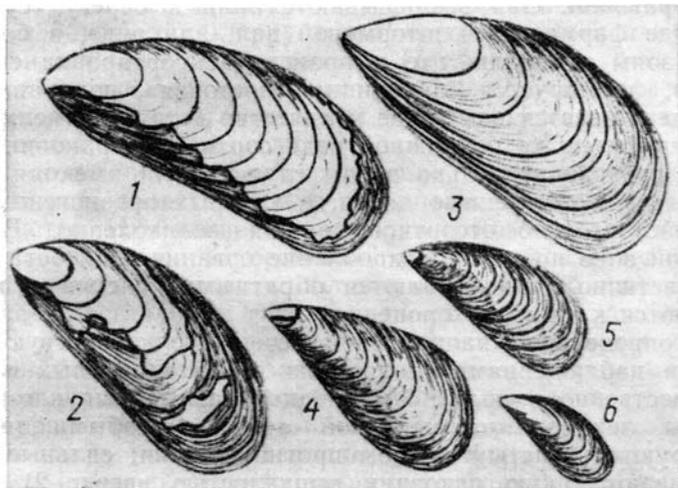


Рис. 58. Приспособление к среде обитания. Формы раковин мидий, обитающих на разных субстратах:  
 1, 2 — песчаный пляж, 3 — песчано-каменистый пляж, 4 — ризонды ламинарий, 5 — щели между валунами, 6 — скальные обрывы. На раковинах 1, 2 почти уничтожен внешний слой раковин, на 3, 4 — повреждена примакушечная часть.  
 Натуральная величина. Баренцево море

четко выделяются зоны с различной подвижностью (зона прибоя, приливо-отливная, зоны придонных течений, граничная зона литорали и сублиторали, спокойные литоральные ванны и закрытые бухты и т. д.). На участках с высокой и умеренной подвижностью воды создаются благоприятные условия для жизни — хорошая аэрация, вынос продуктов жизнедеятельности, обилие пищи. Это привлекает на такие участки многие организмы. Однако организмы должны выработать способ для закрепления в данном биотопе — тяжелые толстостенные выпуклые раковины, панцири и т. д., «украшенные» богатой скульптурой — радиальные и кон-

центрические ребра, толстые шипы, бугорки, массивная макушка, т. е. приспособления, упрочняющие и утяжеляющие скелет.

Многие организмы в подвижной среде тем или иным путем прикрепляются к прочной опоре (крупной раковине, камню): биссусом или выделяя известь (прирастание) и образуют колониальные поселения, а также всверливаются, зарываются, образуют поселения в трещинах и под камнями, присасываются. Таким образом, обилие организмов с массивным скелетом, обитающих на поверхности грунта (эпифауна), особенно прикрепленных, а также закрывающихся и всверливающих в грунт (инфауна), служит признаком высокой подвижности воды.

Обычно на таких участках не бывает крупных скоплений обломков раковин. Они выбрасываются или к берегу (супралитораль), где формируется штормовой вал, или вниз, в более спокойные зоны литорали, где и происходит сортировка скелетных остатков, формируется «раковинная мостовая», под защитой которой удерживается некоторое количество детрита и мелких раковин. В наиболее же подвижной воде сортировка раковинного материала происходит только в том случае, если имеются «ловушки» — ямы, естественные лотки, в которых органогенный материал действительно отсортировывается великолепно. В волноприбойной зоне происходит дробление органических остатков, которые частично подхватываются обратными течениями и транспортируются к месту захоронения.

Для определения направления течений руководствуются следующими наблюдениями (только на ориентированных образцах, преимущественно в поле): 1) блюдцеобразные выпукло-вогнутые раковины, лежащие на выпуклой стороне, слабыми течениями ориентируются толстым концом против течения; сильные течения поворачивают такую раковину выпуклостью вверх; 2) при наличии у раковины выступов последние направлены против течения; 3) конические раковины, переносимые во взвешенном состоянии, ориентируются основанием против течения; при перекачивании основание конуса будет направлено по течению; при наличии закоривающих выступов у таких раковин против течения будет направлена якорная часть; 4) удлиненные цилиндрические тела в равномернозернистом субстрате ориентируются при свободном перекачивании перпендикулярно направлению волнения или течения; при наличии препятствий такие тела располагаются примерно параллельно течению; будучи прибиты к берегу, они всегда ложатся параллельно ему; 5) остатки организмов с длинными гибкими выступами ориентированы выступами в направлении течения.

Органические остатки могут дать косвенные указания относительно скорости накопления осадков. При очень быстром поступлении терригенного материала бентонные организмы не выживают или выживают единицы, поэтому их отсутствие или чрезвычайная малочисленность могут свидетельствовать об увеличении скорости осадконакопления в соответствующий момент, особенно

если присутствуют засыпанные в прижизненном положении не зарывающиеся организмы, сохраняются неразрозненными створки раковин незарывающихся двустворок и отчетливо видны следы животных на рыхлом дне.

При медленном осадконакоплении органические остатки долго не погребаются, на них поселяются различные сверлящие и обрастающие организмы, поэтому обилие следов сверлений может быть указанием на медленность отложения осадка. Наличие «твердого дна» с комплексом сверлящих и прирастающих организмов также свидетельствует о замедленном накоплении осадков и большой подвижности воды (течения, смывавшие скудные осадки), а в ряде случаев — о перерыве в осадконакоплении.

Таким образом, в процессе изучения органических остатков выясняются общий характер условий осадконакопления и некоторые детали конкретной обстановки. Прежде всего по составу комплексов организмов определяется общая обстановка осадконакопления — континентальная или морская. Изменение комплексов организмов, особенно если устанавливаются палеобиоценозы, позволяет детализировать распределение более и менее солоноватоводных зон, опреснение или осолонение водоема во времени и пространстве. Изменение облика организмов, смена жизненных форм, характер типов захоронения, следы жизнедеятельности и другое позволяют установить положение береговой линии и распределение относительных глубин водоема, а также условия газообмена. При этом также уточняется стратиграфическое соответствие слоев, содержащих различные комплексы фауны, но накапливавшихся в разных обстановках глубин, солёности, газообмена. Изучение органических остатков позволяет сделать палеоклиматические выводы — наличие теплолюбивых форм организмов, разнообразие и преимущественно крупные размеры скелетных остатков, или противоположные признаки. Особенно важные указания дают в этом отношении комплексы флоры и насекомых, среди которых специализация к определенным условиям температуры и влажности очень высока. Преобладание организмов с мелкими раковинами, несущими резкие следы остановок роста, угнетенный облик комплексов организмов (растительных и животных) при отсутствии других факторов угнетения (ненормальная солёность, глубоководность, затрудненный газообмен) могут свидетельствовать о похолодании климата.

Сведения, полученные при лабораторном изучении макроскопических остатков, могут быть дополнены специальным исследованием микроскопических остатков: споро-пыльцевой, фораминиферовый и диатомовый анализы, изучение конодонтов.

Изучение детрита в шлифах нередко существенно дополняет данные о составе органических остатков, а выявление органической природы многих водорослевых и строматолитовых образований возможно только при микроскопическом изучении. Для выявления распределения органических остатков и следов жизнедеятельности

тельности в карбонатных породах очень важно изготовление пришлифовок.

Отметим, что изложенный в этой главе материал относится главным образом к наблюдениям за остатками организмов, живших одновременно с осадконакоплением. Но бывает, что органические остатки переотложены: они вымыты из более древних отложений и, следовательно, находятся в данной осадке или в породе во вторичном залегании. Установить это помогает видовой состав, распределение в породе, сохранность и другие признаки, как при полевых, так и в лабораторных условиях.

## ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛАБОРАТОРНОГО ИЗУЧЕНИЯ

Цель этого обобщения — всестороннее восстановление по возможности физико-географической обстановки накопления изученных отложений. Оно должно сопровождаться построением литогенетических колонок, фацциальных профилей, фацциальных и палеогеографических карт, но для этого нужен достаточно обширный материал. В заключительной стадии имеют дело не с отдельными образцами, которые исследовались с помощью тех или иных методов, а с отложениями, т. е. с комплексом пород. Обобщения, основанные только на изучении отдельных образцов, всегда недостаточно полноценны, и на их основании в лучшем случае удаётся восстановить только некоторые черты обстановки осадконакопления.

Отложения слагают определенные генетические типы, которые соответствуют тем физико-географическим условиям, которые существовали на изученной территории в соответствующий отрезок времени. Выявление генетических типов оказывается важной задачей сведения результатов полевого и лабораторного изучения.

Генетические типы отложений рассматриваются в теоретической части курса. Здесь же только напомним, что генетический тип — это комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической (ландшафтной) обстановке и преимущественно под действием одного ведущего геологического агента. Таким образом, генетические типы тесно связаны с ландшафтными обстановками, а совокупность их соответствует данному ландшафту. Следовательно, если восстановлены генетические типы, то соответственно стала возможной реконструкция общей ландшафтной обстановки данного отрезка времени. Поскольку типы одного ландшафта образуют закономерные и взаимно связанные сочетания, то восстановление одного из них помогает выявлению других, существующих в том же ландшафте. С определенными генетическими типами связаны соответствующие виды полезных ископаемых, поэтому такие реконструкции имеют большое практическое значение.

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ

Результаты лабораторного изучения, когда изучаются основные генетические признаки пород (см. табл. 1), должны быть увязаны с данными по геологическому строению района распространения изучаемых отложений. Фацциальный (генетический) анализ начинается во время полевых работ, к этому времени уже обяза-

тельно знание основных черт геологического строения изучаемого района, а особенно стратиграфии. В период проведения лабораторных работ следует опять обратиться к геологическим данным, к их уточнению на основании проведенных исследований. Анализ геологического строения осуществляется по трем главным разделам: 1) точное выяснение стратиграфии изученных отложений, 2) выявление тектонического положения и 3) использование сведений по истории геологического развития района. Для этого необходимо использовать геологические карты района, в том числе и крупномасштабные, с прилагаемыми текстовыми пояснениями.

Детальная стратиграфическая привязка изучаемых образцов необходима для того, чтобы знать возрастные соотношения между ними. Это особенно важно для составления фациальных профилей и фациальных и палеогеографических карт. Если нет уверенности в одновозрастности изучаемых отложений, нельзя сделать выводов о палеогеографии. Если выделенные генетические типы располагаются в вертикальной (стратиграфической) последовательности, то выявленные изменения вызваны различиями в возрасте и связаны с развитием физико-географической обстановки во времени, т. е. с причиной хронологического порядка.

В начале лабораторного изучения вопросы стратиграфической привязки образцов еще не стоят особенно остро, но, приступая к обобщению результатов исследований, знание стратиграфической увязки становится основным. Результаты лабораторного изучения не только опираются на стратиграфию, известную раньше, но иногда позволяют внести в нее коррективы, что наиболее часто отмечается при изучении «немых» разрезов, где литологические критерии сопоставления являются первостепенными. Очень важно сопоставлять изменения литологических особенностей пород по вертикальному направлению (в стратиграфической последовательности) с их изменениями по площади — на том же стратиграфическом уровне. Такие наблюдения часто позволяют делать особенно важные генетические выводы.

Тектоническая обстановка также важна при обобщении результатов лабораторной обработки материала. Тектонические движения влияют на все литологические особенности отложений, а в некоторых случаях являются определяющими. Так, мощность слоев нередко определяется величиной тектонического погружения области осадконакопления (например, угольных пластов), минеральный состав полимиктовых обломочных пород связан с составом материнских пород в области размыва, а также со скоростью денудации, которая зависит от рельефа области размыва, т. е. от интенсивности тектонических поднятий, и т. д. Циклическое строение разрезов (например, паралических угленосных толщ) связано с режимом колебательных движений в области осадконакопления. Иногда проявляется четко выраженная зависимость между складчатыми структурами и литологическими особенностями отложений, что особенно характерно для платформенных областей. Такая зависимость определяется длительным (унаследованным)

развитием складчатых и разрывных структур и существованием их уже во время осадконакопления. В результате в разных частях структуры закономерно меняется гранулометрический состав обломочных пород, органогенные постройки оказываются приуроченными к наиболее приподнятым частям антиклинальных складок или кольцом окаймляют их и т. д. Иногда с разных сторон от разрывных нарушений (например, на крыльях сбросов) мощность отложений и особенности их вещественного состава различаются. Это связано с проявлением будущего сброса в особенностях рельефа или в иных чертах области накопления осадков. Крупные тектонические структуры (антеклизы платформенных областей или антиклинории и синклинории в складчатых областях и др.) имеют, как правило, литологические отличия в накопившихся осадочных толщах. Таким образом, учет тектонической структуры помогает объяснить или правильнее понять те или иные литологические особенности отложений, выявленные в ходе лабораторной работы.

История геологического развития района определяет условия осадконакопления и их изменения во времени. Так, мощное развитие грубообломочных пород в областях, примыкающих к складчатым системам, часто объясняется тем, что в этой системе на предшествующем этапе ее развития произошла инверсия геотектонического режима и длительная эпоха опусканий сменилась крупными поднятиями. В результате этого возникла горная страна, продукты размыва которой и дали грубые породы. История развития горной страны, предшествующая поднятию и определившая распространение в ней тех или иных горных пород, прямо влияет на минеральный состав обломочных пород области более позднего осадконакопления, а также на их распределение. Закономерная смена одних генетических типов отложений другими в межгорных и предгорных областях (например, в Ферганской впадине, Предуральском краевом прогибе и т. д.) также определяется положением основных тектонических зон и историей их развития. Для платформ характерна связь палеогеографических обстановок осадконакопления с историей окаймляющих их складчатых систем. Последующая геологическая история также должна приниматься во внимание, так как ею определяются дальнейшая судьба отложений и их фактическое распространение на поверхности и в недрах. Анализ истории геологического развития помогает правильнее понять первоначальные соотношения отложений в регионе. Всегда бывает важно выяснить, соответствуют ли современные площади распространения изучаемых отложений первоначальным их контурам или произошло значительное сокращение в результате размыва. Правильный ответ на этот вопрос может иметь прямое практическое значение.

Особенно необходим тщательный анализ всей геологической обстановки на завершающей стадии обработки материалов лабораторных исследований, когда выявляются наиболее общие закономерности и, в частности, завершается построение палеогеографических карт.

При использовании материалов по геологическому строению района и его геологической истории очень большую роль имеют геологические карты и объяснительные записки к ним; в частности, они позволяют иногда увидеть ясную зависимость палеогеографических обстановок от основных черт геологического строения данной территории.

#### ПРИВЛЕЧЕНИЕ ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения более достоверных генетических выводов при лабораторном изучении тех или иных признаков осадочных пород необходимо привлечение данных полевых наблюдений. Именно при полевых исследованиях изучаются генетические признаки вертикальных и латеральных переходов изучаемых отложений (см. табл. 1).

Строение вертикального разреза изучаемых отложений и место каждой породы в этом разрезе — важные генетические признаки, выявляемые во время полевых работ. Очевидно, что любая смена одного осадка или породы другой по вертикальному направлению свидетельствует об изменении условий осадконакопления. Эти изменения могут быть разными. Частое чередование песчаного и глинистого осадка может быть вызвано изменениями интенсивности поступления материала в связи с сезонными или метеорологическими причинами при сохранении общего ландшафта в области осадконакопления и даже при сохранении его деталей (расстояние до берега, глубина водоема, его соленость и т. д.). В других случаях смена одной породы другой может быть результатом существенных изменений физико-географической обстановки: например, морской известняк может смениться вверх по разрезу речным песчаным осадком и наоборот и т. д. Циклическое строение разреза, правильно генетически расшифрованное, помогает выяснению условий образования отдельных слоев, занимающих свое закономерное место в цикле. Так, в угленосной толще Донецкого бассейна часто между аллювиальными песчаниками, лежащими в основании циклов, и известняками морского происхождения, залегающими сверху, располагаются различные песчано-алевролитовые и глинистые породы (рис. 59, 60). Некоторые из них лежат ниже угольного пласта, а другие — выше. Зная общую направленность изменения обстановок осадконакопления в цикле Донецкого бассейна, можно предположить, что слои, залегающие между угольным пластом и аллювиальным (русловым) песчаником, накапливались в континентальной обстановке (пойменные или старичные, ископаемые почвы или прирусловые валы), а слои выше угольного пласта, но ниже морского известняка принадлежат прибрежно-морским или даже морским обстановкам осадконакопления: отложениям пляжа, кос, пересыпей, лагун, мелких заливов и т. д.

Представления о циклическом строении разрезов обычно гораздо проще и схематичнее природных соотношений, поэтому при

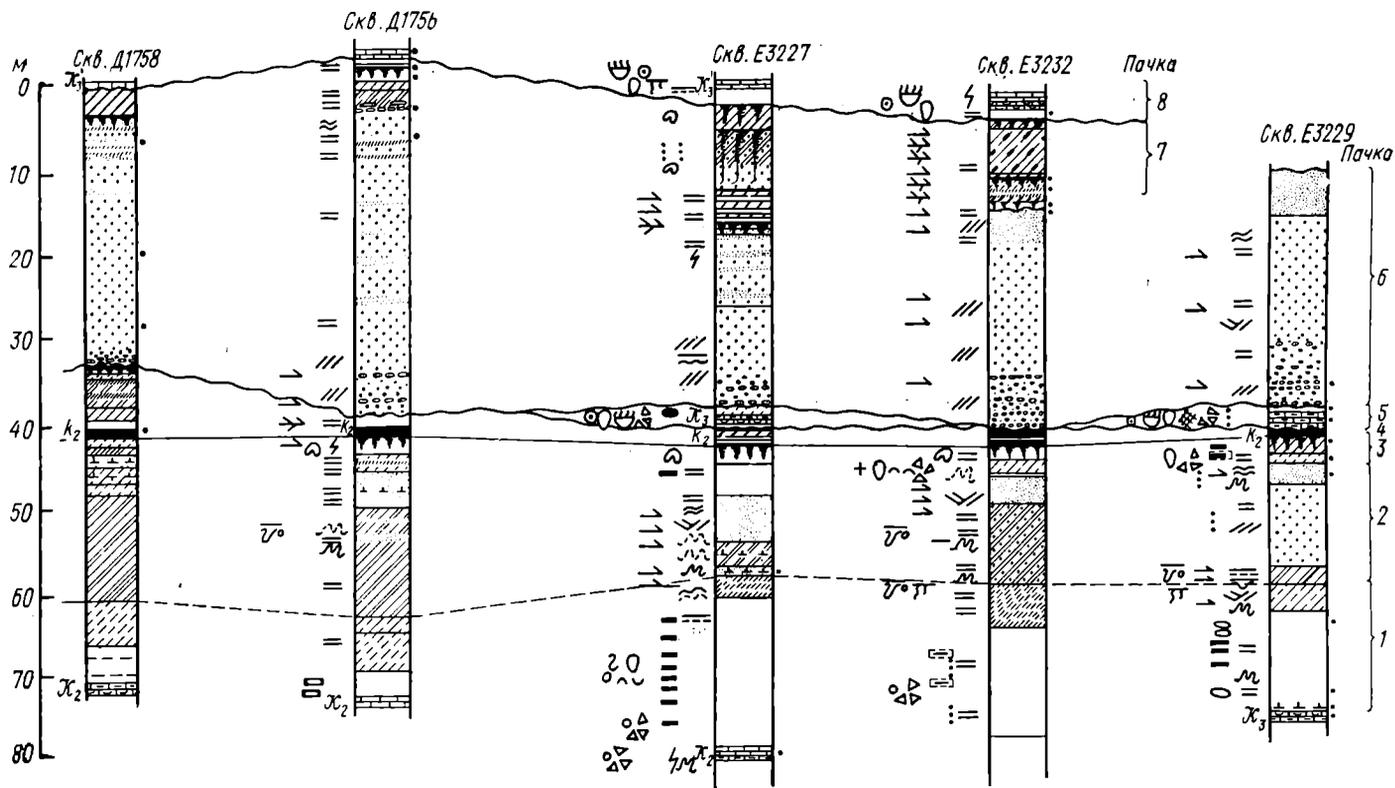


Рис. 59. Характер циклов в угленосных отложениях среднего карбона (свита С<sub>2</sub><sup>5</sup>) Донецкого бассейна. Условные знаки см. на рис 60. Расстояние между крайними скважинами ~10 км

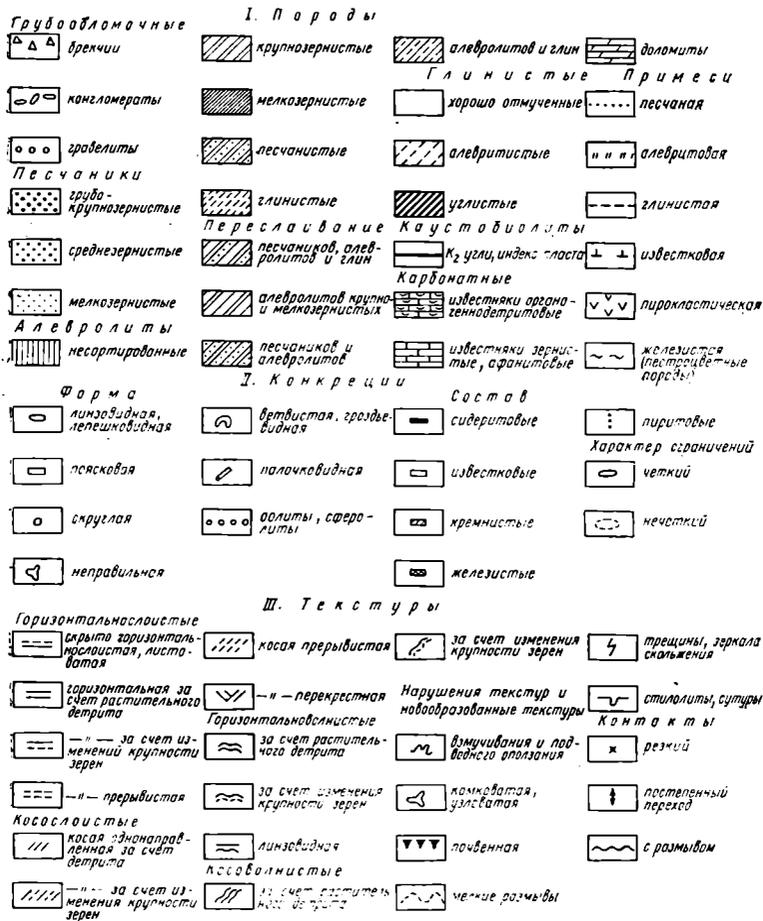


Рис. 60. Условные знаки для литологических колонок, профилей и другой гра-

недостаточно осторожном использовании метода циклического анализа легко могут получиться ошибочные заключения. Тем не менее знание положения изучаемой породы среди других членов разреза помогает ее правильному генетическому истолкованию. Так, положение породы, генетическая принадлежность которой неизвестна, между двумя другими слоями, условия образования которых известны лучше, помогает выяснить и ее происхождение.

Имея на основании строения вертикального разреза представ-



крупной слоистости, то наблюдение ее возможно только в поле. В лаборатории же имеют дело с зарисовками, фотографиями, данными замеров и записями в полевых дневниках. По этим данным можно приблизительно определить направление движения потоков, так как наклон косых серий обращен обычно вниз по течению, а следовательно, и ориентировочное положение области питания. Уточненное с помощью исследования минерального состава обломочных компонентов, оно дает основание для выявления положения области размыва и состава слагающих ее материнских пород.

Характер крупной косо́й слоистости позволяет также с известной долей условности судить и о типе формировавшего ее потока: речное течение или вдольбереговое морское, или озерное. Крупные дюны и барханы эолового происхождения дают свои, иногда довольно характерные, типы слоистости. Наблюдения макротекстур, дополненные данными лабораторного изучения окатанности зерен, их сортировки и минерального состава, позволяют подойти к определению происхождения соответствующих пород. Флювиогляциальные отложения чаще обладают линзовидной и неправильной косо́й и волнистой слоистостью, быстро изменяющейся по горизонтальному и вертикальному направлениям. Такая слоистость в сочетании с плохой сортировкой зерен и несовершенной их окатанностью, а также присутствием среди обломочных компонентов малоустойчивых к химическому выветриванию минералов (например, пироксенов, оливина, роговой обманки) позволяет определить генезис отложений. Горизонтальная слоистость, обусловленная скоплениями растительного детрита, листочков сляд, глинистого материала и др. и выдержанная на значительной площади, свидетельствует об относительно спокойных условиях накопления осадков (см. рис. 2 и 3). Ритмическая слоистость (graded bedding) рассматривается чаще всего как характерное проявление деятельности мутьевых потоков. В этом случае данные о текстуре могут существенно дополнить результаты лабораторного изучения.

Другие текстуры осадочных пород также помогают генетическому анализу. Нарушенные слоистые текстуры, если они лежат между правильно наслоенными пачками, являются надежным свидетельством подводноползнего происхождения глеив (рис. 61).

Отпечатки кристаллов поваренной соли или гипса на поверхности слоев или сложенные ими глиптоморфозы свидетельствуют о высыхании солевого водоема и, следовательно, о сухом климате и возможности нахождения в разрезе эоловых осадков и пролювиальных накоплений.

Много полезных сведений генетического порядка дают текстуры, связанные с деятельностью организмов, которые наблюдаются не только в органогенных породах, но и во многих других, в том числе и в обломочных. Так, корни растений в ископаемых почвах нарушают слоистость породы и вызывают появление своеобразных комковатых текстур, особенно характерных в почвах

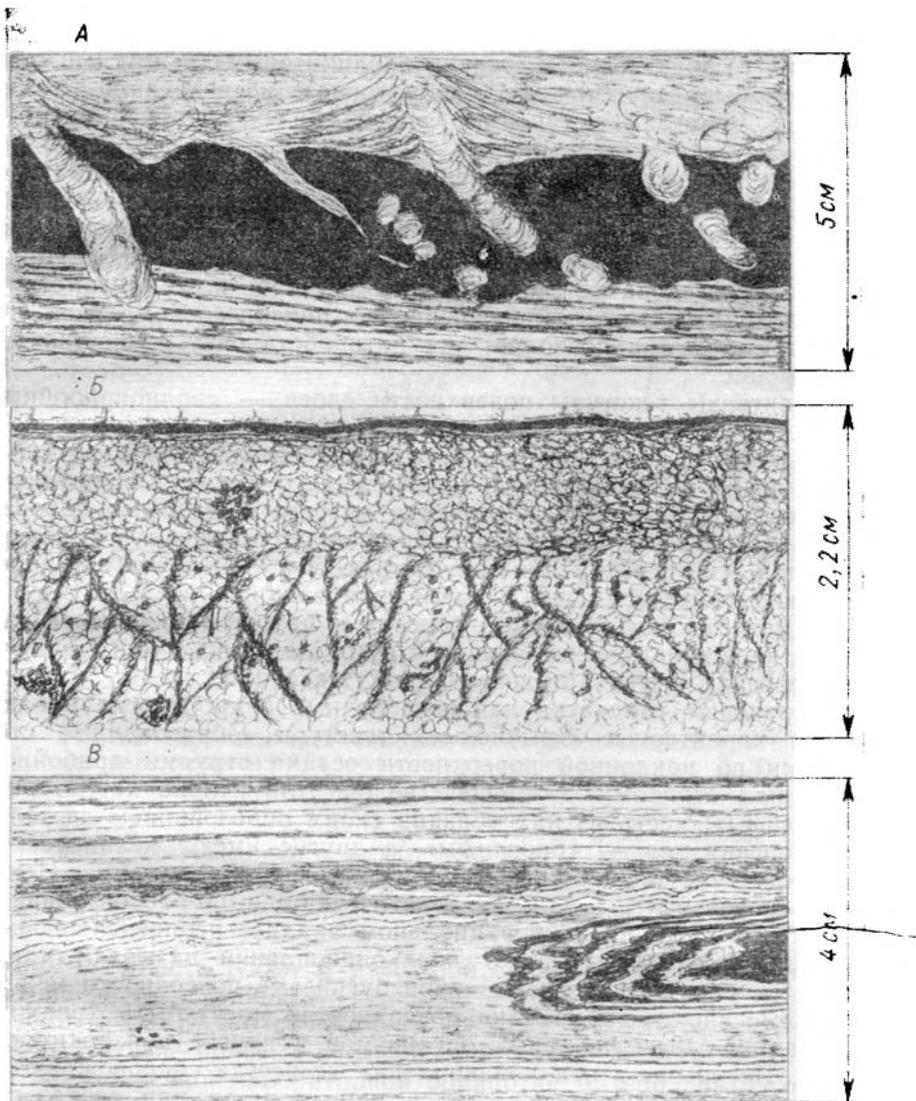


Рис. 61. Типы нарушенных слоистых текстур:  
**А** — ходы и норки плоедов в алевролитах с тошками прослойками углистого аргиллита. Карбон Горловского бассейна; **Б** — ископаемая почва под -пластом угля, развитая на алевритовом субстрате. Карбон Донецкого бассейна; **В** — текстуры подводного оползания в озерных мергелях юры («рыбные сланцы») хр. Каратау

угольных пластов. В Донецком бассейне они получили даже специальное название «кучерявчик». В сочетании с минеральным составом (в значительной степени каолиновым) и другими признаками, выявленными при лабораторном исследовании, такие текстуры помогают установить почвенный характер подобных слоев.

Илоядные организмы, особенно обильные на морском дне с мягким грунтом, богатым органическим веществом, образуют в илах своеобразные текстуры — «ходы илоедов» и иногда полностью уничтожают первичную слоистую текстуру осадка. Лабораторное исследование минерального состава и гранулометрии такой породы, а также определение поглощенного комплекса его глинистой фракции позволяет уточнить обстановку, существовавшую на дне.

Характерны текстуры поверхности слоев — «волноприбойные знаки». Они образуются не только под действием волн, в мелком бассейне, но и под влиянием течений на самой разной глубине, вплоть до океанического дна. В сочетании с изучением органических остатков, выяснением строения разреза и данными лабораторных исследований волноприбойные знаки оказываются полезными при генетическом анализе. В массовом количестве они чаще образуются в мелкой воде, в самой прибрежной зоне.

На поверхности слоев встречаются и другие знаки, имеющие то или иное генетическое значение. Это следы ползания моллюсков, червей и других беспозвоночных животных, следы прикрепления раковин, отпечатки лап позвоночных и др. Иногда наблюдаются характерные «язычковые» текстуры, образованные стекавшими по наклонной поверхности осадка струями прибойной волны или отливом, дождевой водой. Для флиша характерны «иероглифы»: часть из них обязана своим образованием деятельности организмов — «биоглифы», а другие имеют механическое происхождение («язычковые текстуры») — «механоглифы». Некоторые «иероглифы» до сих пор генетически еще не расшифрованы, поэтому их значение при фациальном анализе неопределенное.

Следы перерывов в осадконакоплении называют «диастемами». Они представляют собой бугристые поверхности между соседними слоями, причем на поверхностях могут быть трещины высыхания, следы наземных организмов и другие признаки осушения. Перерывы в осадконакоплении не всегда сопровождаются осушением: они могут появляться на дне моря или озера, где имеют место течения, сметающие осадки, а также в результате процессов растворения или литификации на отдельных участках дна, или же приостановки осадконакопления (рис. 62).

Мощность слоев является признаком, устанавливаемым во время полевых работ и обязательно принимаемым во внимание при обобщении результатов лабораторного изучения. Мощности слоев зависят в общем случае от четырех причин: скорости поступления осадочного материала, интенсивности его перераспределения на дне, амплитуды и скорости тектонического опус-

кания дна и от длительности процесса. Соотношения между этими факторами бывают разными, но чем длительнее сохраняется одна и та же обстановка в данной точке области осадконакопления, тем мощнее образуется слой однородного осадка. По-

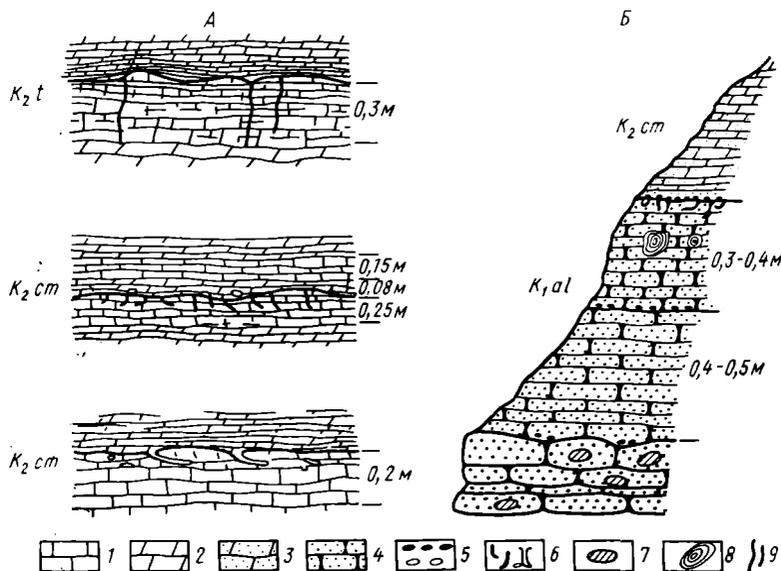


Рис. 62. Перерывы типа «твердый грунт» в известняках (А) и песчаниках известковистых (Б) меловых отложений Крыма (по Д. П. Найдину и А. С. Алексееву, 1981):

1 — известняк, 2 — мергель, 3 — мергель песчаный, 4 — песчаник известковый, 5 — галка кварцевая (черное) и известняковая (светлое), 6 — субвертикальные и наклонные ходы, 7 — участки вторичной цементации в песчаниках, 8 — пятна ожелезнения, 9 — вертикальные трещины

этому мощность слоев в известной мере является показателем устойчивости обстановки.

Характер контактов между слоями, устанавливаемый в ходе полевых исследований, также должен приниматься во внимание при лабораторной обработке материалов. Особое внимание должно быть уделено нижним контактам слоев, так как они свидетельствуют о том, как происходила смена одной обстановки осадконакопления другой: сразу, постепенно, с возвращением прежних условий или с полным их вытеснением, не было ли этапа размыва или формирования коры выветривания в пограничную эпоху и т. д.

Латеральные изменения. Форма слоев в плане, характер боковых границ (выклинивание, расщепление) — еще одно важное звено полевых наблюдений, подлежащих обязательному учету при лабораторном изучении пород. Данные о харак-

тере изменения изучаемой породы (и других, связанных с ней в разрезе) в горизонтальном направлении очень важно. Нужно принимать во внимание, образует ли данная порода выдержанные пласты или это линза, какими другими породами или породой она замещается по простиранию и т. д. Только так можно подойти к выяснению, где и какие обстановки осадкообразования существовали по соседству с областью или участком накопления изучаемой породы или осадка. Эти наблюдения позволяют восстановить физико-географическую обстановку на всей площади. Таким путем можно обоснованно выделить и генетические типы отложений.

Предварительное выделение генетических типов осуществляется во время полевых работ. При лабораторной обработке предварительные данные должны быть осмыслены, проверены и обоснованы результатами лабораторного изучения. Все виды лабораторных исследований осадков и пород целесообразно проводить именно по намеченным в полевых условиях генетическим типам отложений. При этом важно сравнить результаты изучения однотипных пород (например, песчаников одинаковой крупности, глин, известняков и т. д.), принадлежащих разным генетическим типам. Это позволит, с одной стороны, осуществить более целенаправленно лабораторное изучение, с другой — дать более обоснованную и точную характеристику генетических типов.

Таким образом, учет по возможности всех данных полевых наблюдений — неперенное условие успешного генетического использования результатов лабораторного изучения осадков и осадочных пород.

### **СВЕДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД**

Для объективного заключения об условиях накопления осадка, из которого образовалась изученная порода, и об истории осадкообразования необходимо использование всех данных полевых и лабораторных исследований. Для пород разных групп применяются различные виды исследований. Вместе с тем некоторые из них являются общими и обязательными для всех пород. К числу таких относятся данные полевых исследований. На их основании составляются стратиграфические колонки изученных отложений, строятся профили и получают сведения по многим особенностям пород, в том числе и по их текстурам. В ходе полевых исследований строятся первоначальные генетические представления, в частности, намечаются генетические типы отложений, а при лабораторных работах эти представления уточняются или в той или иной степени изменяются. Таким образом, наблюдения в поле лежат в основе дальнейших исследований всех групп пород и при обобщении результатов должны приниматься во внимание в первую очередь.

Вторым видом исследования, обязательным для всех пород, являются макроскопические наблюдения в образ-

цах. Эти наблюдения первоначально производятся в поле, но затем более внимательно повторяются в лаборатории. При этом обычно удается подметить характерные особенности текстуры, включения, их морфологию и состав, в том числе органические остатки и другие признаки, которые помогают генетической расшивке.

Третий вид исследований, общий для всех пород — изучение органических остатков. Эти наблюдения следует проводить особенно тщательно, так как они имеют очень существенное генетическое значение (см. гл. VI). При этом следует помнить, что некоторые очень важные в генетическом отношении группы организмов крайне мелкие (например, многие фораминиферы, кокколитофориды, диатомовые водоросли), поэтому для их обнаружения необходимо применение микроскопических методов.

Наконец, четвертый вид — исследование конкреций (см. гл. V), наблюдаемых в разрезах. Использование данных по конкрециям особенно важно для восстановления диагенетических процессов.

Кроме перечисленных исследований, общих для всех пород, для каждой группы имеются и более специальные методы изучения, рассмотренные в предыдущих главах.

При сведении результатов изучения обломочных пород приходится принимать во внимание прежде всего результаты исследования их гранулометрического состава. Следует обращать внимание на генетическое значение не только среднего состава по крупности, но и по степени сортировки и т. д. (см. гл. I). Форма обломочных зерен (важно иметь данные о связи формы зерен с гранулометрическими фракциями) также принадлежит к числу генетических признаков, обязательно учитываемых при обобщении. Графическое выражение соотношений формы зерен и их размера нередко дает основание для суждения о способах и дальности переноса материала и об обстановке в среде осадко-накопления. Важны также изменения формы, возникающие в ходе постседиментационных процессов: появление корродированных зерен и их количество, присутствие зерен с регенерированными контурами и т. д. В сочетании с наблюдениями по характеру цементации это дает материал для заключений о диагенетических и катагенетических процессах, испытанных данной породой.

Обобщение данных исследования минерального состава обломочных пород осуществляется по двум основным генетическим компонентам: по обломочной части, с одной стороны, и по новообразованным (аутигенным) компонентам — с другой (см. гл. I). Для обобщения результатов их изучения важно иметь данные по увязке гранулометрии зерен и их формы с минеральным составом обломочной и аутигенной частей. Весьма полезно также иметь результаты по пороодообразующим и аксессуарным компонентам. Цемент обломочных пород бывает первичным и вторичным. В завершающей стадии лабораторных работ, когда следует

приступать к обобщениям, желательно уже выяснить вопрос о времени образования цемента.

Наконец, если есть данные по физико-механическим свойствам породы (ее прочностные свойства, пористость, проницаемость, удельный и объемный веса), то они также должны быть учтены при обобщении. Эти свойства находятся в довольно сложных отношениях к генетическим особенностям пород, но так как такие зависимости существуют, то они могут помочь при генетической расшифровке.

Сведение результатов изучения глинистых пород. Комплекс генетических признаков глинистых пород включает данные полевых и лабораторных исследований. Из полевых данных важны сведения об условиях залегания, характере взаимоотношений с соседними породами (покрывающими, подстилающими и фациально замещающими на том же стратиграфическом уровне) и о текстурных признаках. Для глинистых пород важны их минеральный состав, гранулометрия — особенно количество и состав неглинистой части (обломочной и аутигенной) и характер распределения ее в породе. При обобщении всех данных следует иметь в виду, что для глинистых пород особенно трудно отличить глинистые компоненты реликтового происхождения, т. е. принесенные в осадок в готовом виде, и новообразованные, в том числе возникшие в стадию современного или недавнего выветривания. Поэтому все генетические выводы, основанные на минеральном составе, должны делаться с особенной осторожностью и тщательно контролироваться данными по другим признакам, изученным при лабораторных и полевых исследованиях.

Обобщение результатов изучения биогенных пород (карбонатных и кремнистых) должно прежде всего заключаться в определении доли участия организмов в их сложении. Если удастся доказать, что их доля составляет не менее 50% от общего объема, породу можно с основанием относить к группе биогенных. Проведенный в соответствии с указаниями в главе VI экологический анализ позволяет довольно точно восстановить обстановку накопления таких пород. В этом отношении биогенные породы находятся в более благоприятном положении по сравнению с большинством других групп пород. Для верного суждения об условиях образования биогенной породы нужно, кроме данных по органическим остаткам, обязательно использовать и данные литологического порядка: в частности, анализ текстур, минерального состава и неорганических включений. Для восстановления палеогеографии полезно исследовать и обломочную составную часть, в том числе акцессорные (тяжелые) минералы.

Обобщение материала лабораторного изучения углей и горючих сланцев заключается в сопоставлении данных по органической части породы (групповой состав флоры и фауны, степень ее сохранности, распределение в породе) с изучением гранулометрии, минерального состава и распределения неорганических компонентов (обломочных и глинистых). Особенное внимание при-

ходится уделять аутигенным компонентам — новообразованиям кремнезема, сульфидов, карбонатов и другим, тем более что они нередко оказывают вредное влияние на практически важные свойства породы.

Что касается обобщения результатов лабораторного изучения других групп осадочных пород (солей, фосфоритов, железистых и других), то каждая из них настолько своеобразна, что и обобщение приходится осуществлять по-разному, в зависимости от специфики каждой породы и использованных для ее исследования методов. Следует подчеркнуть, что и для этих пород сохраняется неперемное условие сочетания полевых наблюдений с лабораторными, а также комплексное использование по возможности широкого круга лабораторных исследований.

#### **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ПО ДРУГИМ ПОРОДАМ ТОГО ЖЕ РАЗРЕЗА (ПАРАГЕНЕЗ)**

При сведении результатов изучения любой породы с целью восстановления обстановки ее формирования обязательно использование всех сведений и по другим, соседним, породам. Породы, подстилающие данную, будут более древними, покрывающие ее — моложе и, наконец, замещающие ее на том же уровне — одновозрастными. Все эти три случая обычно имеют место в пределах генетически единого тела — генетического типа отложений. Как это рассматривается в теоретической части курса, выявление генетических типов отложений — наиболее правильный путь для восстановления условий образования отдельных пород, принимающих участие в его сложении. Выявление генетических типов позволяет наиболее обоснованно подойти и к палеогеографической обстановке соответствующего отрезка времени, а следовательно, к установлению закономерностей в распределении пород и заключенных в них полезных ископаемых по площади и по вертикальному разрезу.

Выявление парагенезиса пород данного разреза осуществляется во время полевых работ. Тогда же, особенно если хорошая обнаженность или густая сеть буровых скважин и выработок позволяет проследить изменения по площади и взаимные переходы этих пород, удастся наметить и генетические типы отложений. При лабораторной работе нужно использовать эти данные и точнее определить генетические особенности разреза изучением всего набора слагающих его пород и генетических типов. При таких условиях обстановка осадконакопления выявляется наиболее обоснованно и точно.

К сожалению, часто плохая обнаженность и редкая сеть буровых скважин не дает возможности получить достаточно материала по пространственным изменениям разреза. В таких случаях особенно важно получить в ходе лабораторных работ как можно больше генетической информации обо всех породах изученного разреза. Чем более разнообразными породами сложен

разрез, тем более ценный генетический материал может быть получен на основании их комплексного изучения. При этом к каждому виду этих пород должны быть применены свои методы лабораторного изучения.

В качестве примера приведем часть разреза угленосной формации среднекаменноугольного возраста в Донецком бассейне. Для этой толщи характерно циклическое строение с закономерной сменой одних пород другими по вертикальному направлению, причем смена пород выражает и смену обстановок осадконакопления от морских до чисто континентальных, как это установлено многочисленными работами геологов и литологов (см. рис. 59). Морские члены разреза слагаются разнообразными известняками (в том числе органогенными и глинистыми), содержащими характерную морскую фауну. Континентальные отложения представлены разными породами, среди которых особенно характерны средне- и мелкозернистые песчаники, представляющие русловые осадки, накопившиеся в пределах аллювиальной приморской равнины. Различные песчано-алевритовые и алеврито-глинистые породы — либо пойменный комплекс отложений, либо лагунные или другие прибрежно-морские осадки. Угольные пласты образовались из приморских торфяников типа современных мангровых болот. Эта генетическая картина восстановлена благодаря тщательному полевому и лабораторному изучению соответствующих пород, а также тому, что в разрезе угленосной толщи наблюдается закономерная смена одних пород другими, многократно повторяющаяся в вертикальном направлении и вызванная колебательными движениями — поднятиями и опусканиями уровня моря. Возможность расшифровки обусловлена тем, что породы, слагающие этот разрез, изучались не изолированно друг от друга, а в комплексе, при учете их взаимного расположения в вертикальной последовательности.

В качестве другого примера значения комплексного изучения всего парагенезиса пород разреза рассмотрим исследование угленосной формации в Челябинском бассейне на Урале. Этот разрез сложен обломочными и глинистыми породами с угольными пластами. Песчаники угленосной формации принадлежат к двум существенно различным типам: 1) относительно хорошо отсортированные аркозовые песчаники с полуокатанными и окатанными зернами, которые представляют собой русловые осадки реки, протекавшей в межгорной котловине юрского возраста. Вверх по разрезу эти песчаники сменяются алеврито-глинистыми отложениями пойменного генезиса. Именно им подчинены угольные пласты, образовавшиеся из торфов пойменных болот, кроме того, встречаются тонкослоистые глины озерного происхождения и прослойки сапропелитов; 2) другой тип песчаников характеризуется резкой разнородностью; сложены они неокатанными обломочными зернами грауваккового состава. Исследование их литологических особенностей и характера распространения на площади не оставляет сомнения в том, что они представляют собой осадки

конусов выноса, т. е. имеют пролювиальное происхождение (рис. 63). Общая же палеогеографическая обстановка рисуется в виде межгорной котловины, что вполне соответствует и тектоническому положению юрских отложений на молодой платформе,

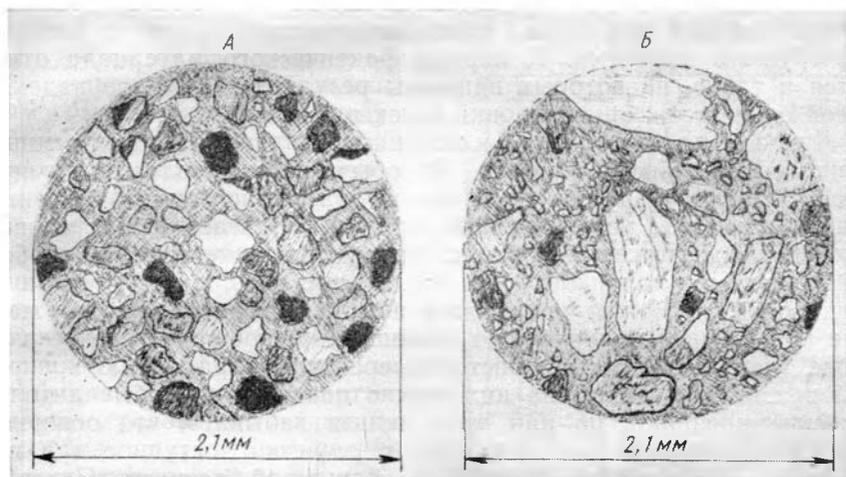


Рис. 63. Структура песчаников аллювиального (А) и пролювиального (Б) генезиса из угленосной толщи Челябинского бассейна

возникшей в результате герцинской складчатости на месте Уральской геосинклинали. И в этом случае выявление палеогеографической обстановки стало возможным только благодаря комплексному исследованию всех пород разреза и учету геологической истории района и проведению изучения не в отдельных точках, а на значительной площади бассейна.

#### **ОФОРМЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ (СОСТАВЛЕНИЕ КОЛОНК, ПРОФИЛЕЙ, КАРТ)**

Любое научное исследование можно считать успешно выполненным только тогда, когда результаты четко изложены, могут быть проверены и использованы для практических и научных целей. В итоге фациального анализа составляются колонки, профили и карты — фациальные и палеогеографические. Весь этот графический материал должен сопровождаться объяснительным текстом.

Желательно, чтобы места описания разрезов, отбора образцов и другие точки, где был собран первичный материал, были показаны на специальной карте или схеме фактического материала. Это даст возможность последующим исследователям найти

эти точки, собрать в них дополнительный материал, а в случае надобности проверить. Иногда точки наблюдений показывают на фациальных и палеогеографических картах. Это делают, когда точек мало; в противном случае они загромождают карту и делают ее трудночитаемой. Если фактического материала очень много, то следует ограничиться указанием только наиболее важных буровых скважин или иных точек наблюдения. Карту не следует перегружать значками. К картам фактического материала относятся и такие, на которых нанесены результаты замеров падения косой слоистости, ориентировки галек и т. д.

Литогенетические колонки являются существенным звеном фациального анализа. От обычных эти колонки отличаются главным образом тем, что на них с помощью основных знаков показаны установленные или предполагаемые обстановки накопления отложений. Обычно эти знаки помещают в особой графе рядом с колонкой (рис. 64). Кроме того, на литогенетических колонках можно показывать детали литологии, не отражаемые на обычных колонках, но имеющие важное генетическое значение (например, типы слоистости, состав и морфологию конкреций и т. д.). В общем на них можно показывать любые литологические признаки, но при этом нельзя забывать, что основное назначение колонки — наглядное, т. е. легко доступное для понимания, изображение главных особенностей разреза. Поэтому нельзя перегружать колонку деталями, так как от этого всегда страдает наглядность. Не следует забывать также, что для успеха дела важны основные доказательства, а не нагромождение деталей. Масштаб литогенетических колонок может быть очень разным в зависимости от мощности изображенных на ней отложений и детальности исследования. Встречаются колонки всех масштабов: от 1 : 10 000 (в 1 см 100 м) до 1 : 10, а при особенно детальном их составе в натуральную величину (для тонкослоистых пачек). Для общей характеристики разреза можно составить колонку в более мелком масштабе, а для самых важных в генетическом отношении его частей — в более крупном.

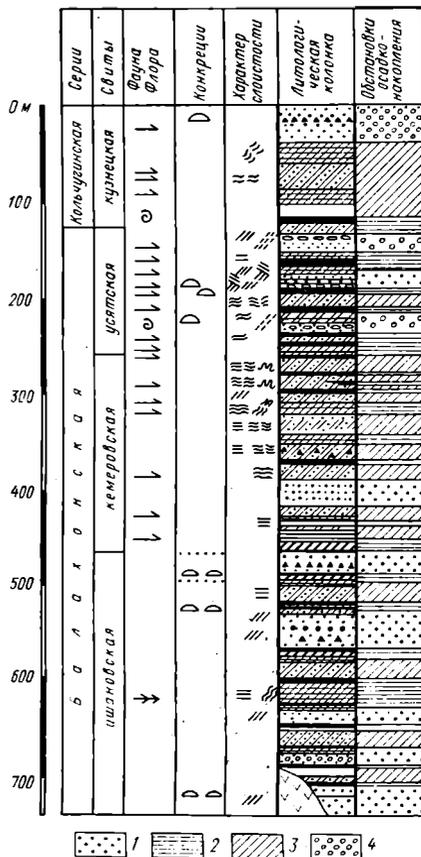
Фациальные профили (иногда их называют «фациальные профильные разрезы») показывают изменения изучаемых отложений в определенных направлениях. Для этого выбирают направления, по которым имеется достаточно фактического материала, доказывающего условия образования отложений или отражающего их существенные генетические черты. Техника составления фациальных профилей такая же, как и обычных геологических, но на них не показывают тектонических нарушений — складок и разрывов, а выравнивают эти профили по какому-либо опорному уровню, принимаемому за горизонтальную поверхность (рис. 65). Такими уровнями обычно служат слои морского происхождения или угольные пласты, т. е. слои, накопление которых могло происходить на почти плоской поверхности. На профилях следует показывать фактический материал, с использованием которого они составлены: буровые скважины, горные выработки,

обнаженные участки разреза, иногда на профили наносят комплексы фауны и флору. Даже на первом в русской геологической литературе фациальном профиле, опубликованном Н. А. Головкинским более 100 лет назад, был уже использован этот прием.

Масштаб фациальных профилей может быть разным в зависимости от детальности работы. Обычно вертикальный масштаб приходится сильно искажать — до 10 раз и более — по сравнению с горизонтальным. Линию профиля следует показать на карте фактического материала. Условные знаки подбираются к профилю так, чтобы они легко читались и по возможности соответствовали знакам на литогенетических колонках и фациальных и палеогеографических картах. Иногда на профилях, как и на картах, одними условными знаками обозначают литологический состав пород, а другими — обстановки их накопления. Это целесообразно и при использовании цветных знаков; литологию следует давать чер-

Рис. 64. Литогенетическая колонка нижнепермских отложений Кузнецкого бассейна.

Обстановки осадконакопления: 1 — песчано-алевритовые аллювиальные отложения, 2 — глинисто-углистые и углистые отложения заболоченных равнин и болот, 3 — песчано-алевритовые и глинистые осадки озер, 4 — песчаные (иногда с более крупным материалом) отложения выносов рек, переработанные озером. Условные знаки пород и их составных компонентов см. на рис. 12



ными знаками, а обстановки накопления показывать цветом. В случае невозможности применения цветных знаков (при подготовке материала для публикации) нужно стараться не перекрывать одних значков другими. В противном случае профили, да и всякая другая графика, очень теряют в наглядности. Вообще при выборе условных знаков следует иметь в виду, то, что автору хорошо знакомо и кажется вполне понятным и простым, может производить совсем другое впечатление на незнакомого с материалом читателя. Непременное условие фациального

ЮЗ

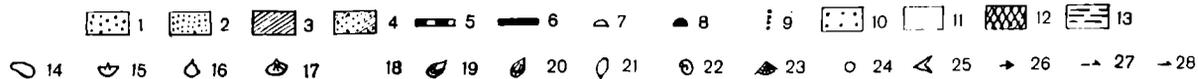
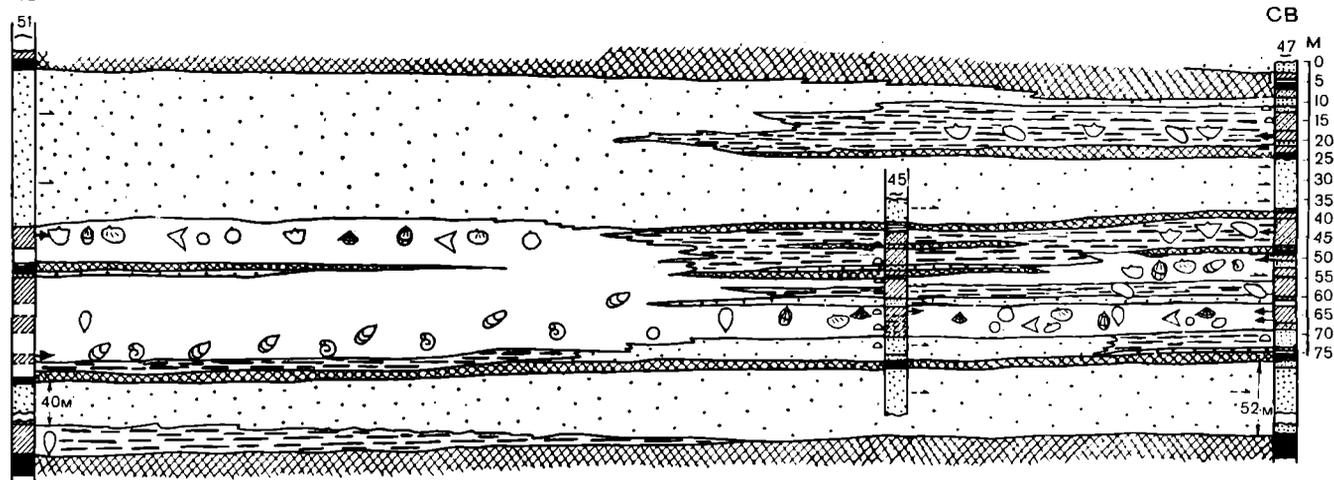


Рис. 65. Литолого-фациальный профиль нарылковской свиты (С<sub>3</sub>) Белозерского месторождения: 1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — аргиллит, 4 — переслаивание аргиллита и алевролита, 5 — аргиллит углистый, 6 — угольный пласт, 7—9 — конкреции: 7 — известковые, 8 — сидеритовые, 9 — пиритовые; 10 — песчаные отложения солоноватого озерно-бассейнового мелководья, 11 — глинистые отложения солоноватого водосма, 12 — углисто-алеврито-глинистые отложения озер и болот, 13 — алеврито-глинистые отложения пресных озер, 14 — *Anthraconauta*, 15 — *Mrassiella*, 16 — *Abiella*, 17 — *Kinerkaella*, 18 — *Edmondia*, 19 — *Myalinella*, 20 — *Kinerkaellina*, 21 — неопределимые, 22 — споробисы, 23 — усконогие раки, 24 — остракоды, 25 — чешуя рыб, 26 — положение слоя с фауной, 27 — флора хорошей сохранности, 28 — растительный детрит. Расстояние между крайними скважинами ~ 2 км

профиля — одновозрастность изображенных на нем отложений.

Фациальные карты — очень важное звено в обобщении материалов по фациальному анализу. Естественно, что составлять их можно только в том случае, если исследования охватили определенную площадь и по ней имеется достаточно фактического, соответствующим образом обработанного материала. В литературе содержание фациальных карт понимается по-разному, что связано с существующими различиями в понимании самого термина «фация». В настоящем руководстве в соответствии с принятым определением «фация» (см. введение) фациальными называются такие карты, на которых показано распределение литологических типов пород, как генетических типов отложений определенного стратиграфического отрезка с генетическим истолкованием условий (обстановки) их накопления. Следовательно, эти карты отражают объективный литологический материал и восстановленные условия осадконакопления.

На картах нужно показать распространение литологических типов пород (или комплексов) данного стратиграфического интервала с обязательным их генетическим истолкованием. При фациальном анализе выявляется особенно четко одно из главных генетически обусловленных свойств осадочных толщ — их изменчивость по площади. Карты должны отразить эти изменения картографическим путем на топографической основе. Они служат основанием для составления палеогеографических карт. Фациальные карты не следует смешивать с литофациальными. Последние показывают распространение типов пород данного стратиграфического отрезка по площади или даже только какой-нибудь один признак этих пород (например, содержание в них обломочного материала — без элементов генетической интерпретации (рис. 66)).

Территория, для которой составляется фациальная карта (или серия таких карт для разных отрезков времени), определяется задачами работы. Чаще всего такой территорией является область развития какого-либо вида полезных ископаемых. Масштаб фациальных карт определяется несколькими причинами: во-первых, задачами работы; во-вторых, детальностью имеющегося фактического материала, а именно количеством точек наблюдений и полнотой вскрытого в этих точках разреза: чем больше этого материала, тем крупнее может быть масштаб; в-третьих, устойчивостью разреза на площади: чем он устойчивее, тем мельче может быть масштаб; в-четвертых, количеством карт, которые должны быть составлены для изучаемого стратиграфического интервала: чем таких карт больше, тем более крупным следует выбирать масштаб; в-пятых, размерами территории, на которой проведены исследования: чем больше площадь, тем мельче должен быть масштаб; в-шестых, степенью общей геологической изученности данной территории: чем детальнее геологические карты данной территории, тем более детальными могут быть и фациальные карты.

При выборе масштаба должна учитываться предполагаемая

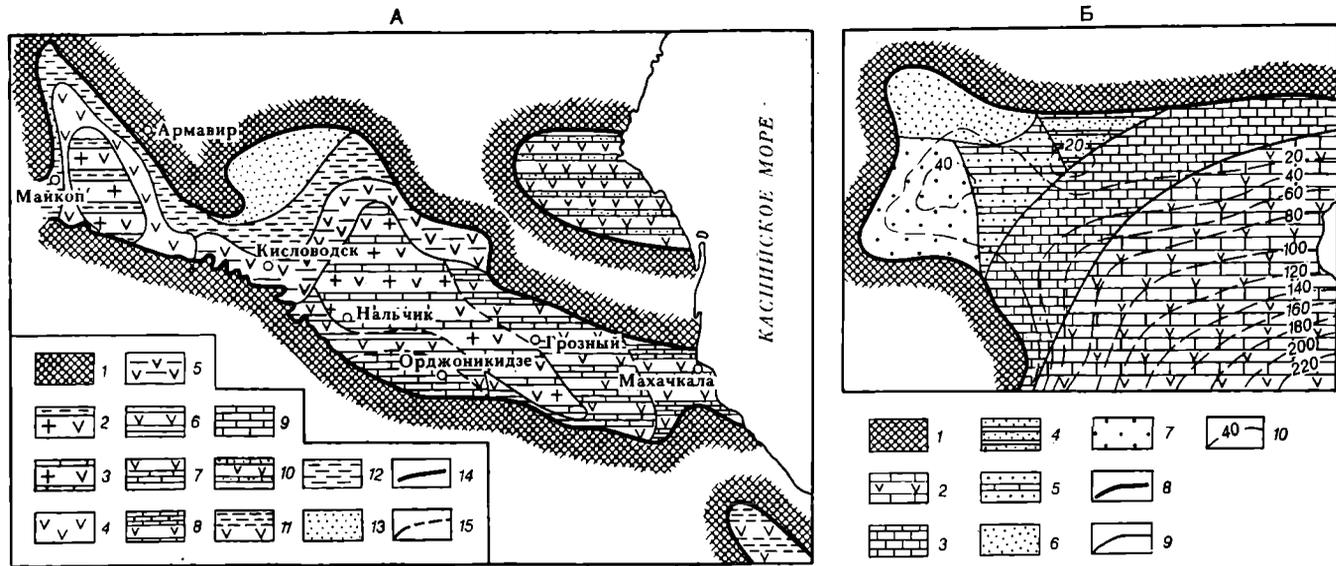


Рис. 66. Схемы распространения литологических комплексов:

**А** — титонского яруса Предкавказья (по В. С. Деревягину и В. И. Седлецкому): 1 — области отсутствия отложений титонского яруса; 2—13 — зоны распространения литологических комплексов: 2 — галогенный, чередующиеся прослои ангидрита и каменной соли с редкими пропластками мергелей, глин, аргиллитов; 3 — галогенный: чередующиеся прослои ангидрита и каменной соли с прослоями карбонатных пород; 4 — сульфатный: ангидриты и гипсы с прослоями глин, мергелей, известняков и доломитов; 5 — сульфатно-карбонатно-терригенный: глины, аргиллиты с прослоями ангидритов, гипсов, песчаников, реже карбонатных пород; 6 — карбонатно-сульфатный: ангидриты, гипсы с прослоями известняков и доломитов; 7 — сульфатно-карбонатный: известняки, доломиты, ангидриты, гипсы; 8 — карбонатный: известняки, доломиты с редкими прослоями ангидритов и гипсов; 9 — карбонатный: известняки, доломиты; 10 — сульфатно-терригенный: глины, аргиллиты с прослоями ангидритов, гипсов, песчаников; 11 — сульфатно-терригенный: глины, аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов; 12 — терригенный: глины, аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов; 13 — терригенный: песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями глин, аргиллитов, алевролитов; 14 — граница площади распространения отложений титона; 15 — граница комплексов — достоверная и предполагаемая (пунктиром).

**Б** — титонского яруса Прикумской нефтегазоносной области (по Б. П. Назаревичу и др.) — детализация восточного изолированного района схемы **А**: 1 — области отсутствия отложений титонского яруса; 2 — чередующиеся известняки и доломиты с прослоями ангидритов и реже терригенных пород; 3 — чередующиеся алевролиты, известняки и доломиты с прослоями песчаников; 4 — чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, участками слабоизвестковые; 5 — чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями известняков, алевролиты и аргиллиты со стяжениями сидеритов; 6 — песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов; 7 — песчаники и гравелиты, местами известковые с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов; 8 — граница площади распространения отложений титона; 9 — границы литологических комплексов (литофаций), 10 — линии равных мощностей

нагрузка карт. Нельзя забывать, что основное назначение любой карты заключается в наглядном, т. е. легко читаемом и легко понимаемом, графическом изображении тех или иных особенностей данной территории. В частности, на фациальной карте должно быть показано распространение отложений данного стратиграфического отрезка и соответствующих им обстановок осадконакопления. Поэтому всегда масштаб надо выбирать таким, чтобы карты не теряли наглядности и условные знаки хорошо отличались один от другого. Для разных участков изученной территории возможно составление карт разных масштабов: для всей площади в более мелком, а для более важных и лучше изученных участков — в более крупном масштабе.

При составлении фациальных карт прежде всего выбираются стратиграфические отрезки, для которых эти карты должны быть составлены. Такой выбор далеко не легкая задача. Если разрез мощный, а в ходе его изучения выявились четкие генетические и литологические отличия разных его частей, то целесообразнее составление серии карт, отражающих эти отличия. При этом непременное условие — присутствие в разрезе ясных опорных горизонтов, позволяющих выделить и проследить на всей площади стратиграфические интервалы, для каждого из которых составляется отдельная карта. Когда разрез по вертикали меняется незначительно, то достаточно составить одну карту, даже если этот разрез мощный. В тех случаях, когда на изученной площади есть особенно важные и интересные участки (например, перспективные в отношении полезных ископаемых или особенно показательные в генетическом отношении, по которым имеется детальный фактический материал), целесообразно составлять карты-врезки более крупного масштаба в основную мелкомасштабную карту. Для них изображенный стратиграфический интервал может соответствовать только части того интервала, который отражен на основной карте. Очень важно, чтобы выделение этого стратиграфического интервала и его прослеживание на площади были надежными.

На фациальные карты прежде всего наносят области распространения отложений данного стратиграфического горизонта с изображением его литологического состава. Это легко для случаев, когда горизонт представлен одной породой и фациально замещается по площади другой. Гораздо чаще стратиграфический горизонт представлен не одной породой, а несколькими. Тогда изображение литологического состава нужного горизонта становится труднее и возможны разные решения этой задачи, в зависимости от конкретных особенностей разреза. Так, особым значком показывается «переслаивание двух типов пород», «переслаивание трех типов пород», «переслаивание с преобладанием известняков» (рис. 67) и т. д. Американские авторы принимают в таких случаях систему изображения, когда показывают особыми условными знаками среднее арифметическое мощностей групп пород, принимающих участие в сложении данной части разреза, однако та-

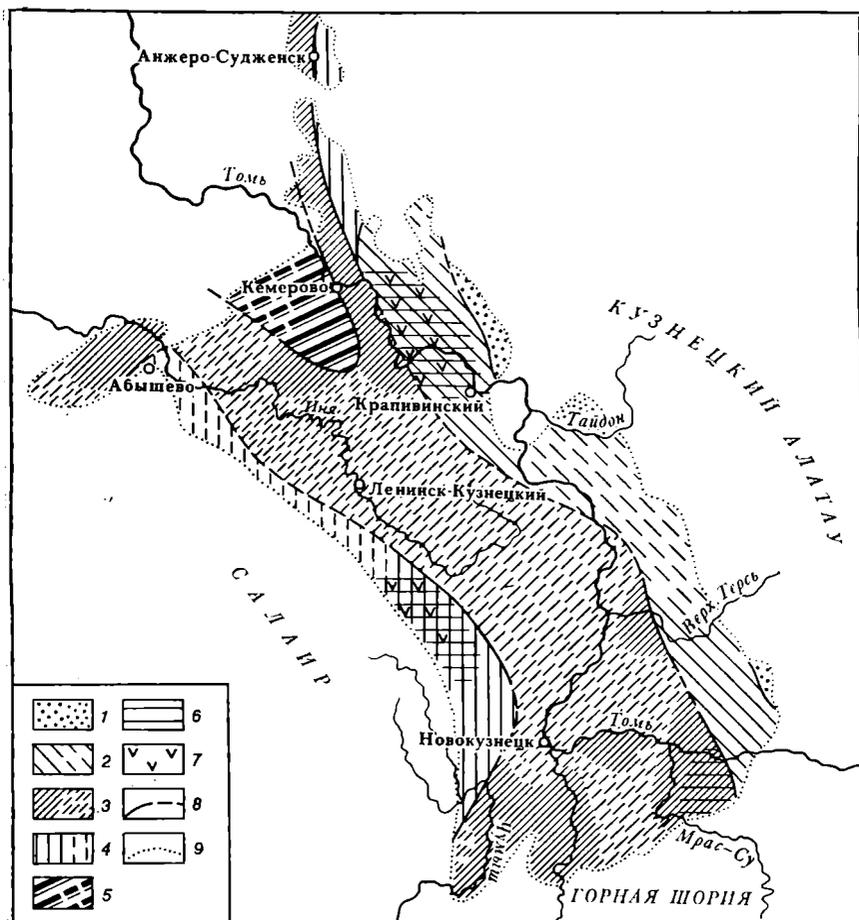


Рис. 67. Фациальная схема отложений алыкаевской свиты (С<sub>3</sub> al) Кузнецкого бассейна (по А. Н. Волковой, 1963):

1 — чередование грубообломочных и песчаных отложений русел и песчано-алевритовых отложений поймы и углисто-глинистых и углистых накоплений болот, 2 — чередование песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых отложений залива, песчано-алевритовых аллювиальных отложений и углисто-глинистых и углистых накоплений заболоченных равнин и болот, 3 — чередование песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых отложений залива и углисто-глинистых накоплений заболоченных равнин (преобладают песчано-алевритовые отложения залива), 4 — чередование песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых отложений залива, углисто-глинистых и углистых накоплений заболоченных равнин и болот, преобладают последние, 5 — чередование песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых отложений залива, углисто-глинистых и углистых отложений заболоченных равнин и болот (заместо преобладают глинистые отложения залива), 6 — области распространения карбонатного материала, 7 — области повышенного содержания синхронного пеплового материала, 8 — границы фаций установленные и предполагаемые (пунктир), 9 — граница современного распространения отложений алыкаевской свиты. Штриховка пунктиром (знаки 1—5) — области предполагаемого распространения соответствующих фаций

кое изображение маловыразительно в отношении понимания условий образования соответствующих отложений. Вообще в показе литологии сложных разрезов едва ли следует принимать какие-либо стандарты, исходить надо из конкретных особенностей данного разреза и задач его изучения.

Кроме показа пород или их сочетаний на фациальной карте должны быть изображены условия их образования. Возникает вопрос, как это совместить? Наиболее правильное решение — показ литологического состава черными знаками, а условий образования — цветными, наносимыми на черные знаки литологии. Когда необходимо обойтись только черными знаками, дело осложняется. При этом можно рекомендовать два пути. Нужно по возможности разгрузить карту и показать на ней только самое необходимое, помня, что перегруженная карта чрезвычайно проигрывает. Условные знаки для одноцветной карты должны быть разнообразны не только по виду самого знака, но и по степени его густоты. Этот признак имеет большую выразительность, чем вид самого знака. Например, штриховка, направленная в разные стороны, но с одинаковой толщиной линий и с одинаковыми расстояниями между ними, будет выглядеть однотонной и серой, т. е. маловыразительной по сравнению со штриховкой, направленной в одну сторону, но с разной толщиной и густотой линий. Можно делать условные знаки литологического состава прерывисто: точками, кружками, галочками, линиями и т. д., а обстановки накопления показывать сплошными штрихами разной толщины, густоты и формы. Второй путь — это показывать литологический состав на одной карте, а особенности их накопления — на другой того же масштаба с такой же топографической основой. Можно одну из карт сделать на прозрачной бумаге и накладывать ее на основную. Просвечивающей лучше делать карту с обстановками накопления, однако этот метод удваивает количество иллюстраций, что не всегда желательно, да и рассматривать параллельно две карты сложнее, чем одну. Вообще обязательные рекомендации в отношении того, как изображать на фациальных картах необходимый материал, едва ли целесообразны. Решающее значение здесь имеет опыт составителей карты.

Палеогеографические карты относительно близки к фациальным картам, и иногда между ними даже не делают различий, что не совсем правильно. Отличия палеогеографических карт от фациальных носят методический характер. Во-первых, основное назначение палеогеографических карт заключается в изображении распределения по площади физико-географических обстановок для соответствующего отрезка времени, поэтому изображение конкретных отложений (пород) не обязательно. Во-вторых, на них можно показывать распространение физико-географических условий не только в пределах достоверного материала, но и осуществлять далекую экстраполяцию. При этом используются выявленные в ходе работ общие закономерности распределения физико-географических обстановок в связи с тектониче-

скими структурами или другими элементами геологического строения.

Таким образом, палеогеографическая карта показывает распространение физико-географических обстановок для данного отрезка времени геологического прошлого. На фациальных же картах не следует допускать широких интерполяций и экстраполяций, а ограничиться показом достоверно известного и доказанного.

Размеры территорий, для которых составляются палеогеографические карты, могут быть разными — от небольших участков (в несколько квадратных километров) до всего земного шара. Сильно различаются карты и по отрезкам времени, для которых они составляются: от небольших промежутков времени, отвечающих накоплению отдельного слоя (т. е. отрезку времени 1000 лет и даже меньше), до карт, соответствующих целому геологическому периоду — отрезку времени в десятки миллионов лет. При этом, чем короче отраженный на карте промежуток времени, тем она более точная. Кроме того существуют карты обобщенного характера, на которых показаны основные типы пород, обстановки их накопления и общие палеогеографические условия данного отрезка времени; на них показываются и главные черты палеогеографии. Таким образом получают литолого-палеогеографические карты, как, например, Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1960—1962 гг.) или всей территории СССР (1968—1969 гг.).

Поскольку на палеогеографических картах показывают физико-географические обстановки не только на площадях, где это обосновано непосредственным фактическим материалом, но и там, где они предполагаются на основании косвенных соображений, на эти карты обязательно наносят области размыва и характер рельефа в их пределах (равнина, холмистая местность или высокие горы). При наличии фактических данных в областях размыва показывают предполагаемые направления древних речных артерий и других путей выноса обломочного материала, так как с местом их выхода в водоемы может быть связано образование россыпных месторождений. Все эти существенные, хотя и гипотетические, построения на фациальной карте делать не следует.

Например, на основании косвенных соображений оказалось возможным предположить, что в эпоху накопления одной из главных продуктивных свит Кузнецкого угольного бассейна в конце карбона в области современных гор Кузнецкого Алатау существовала расчлененная область сноса, а в области современного хребта Салаир если и существовала суша, то она была низкой, слабо расчлененной и почти не поставляла обломочного материала. Именно такие соотношения и показаны на палеогеографической карте (рис. 68). На таких картах можно показывать распространение физико-географических обстановок там, где соответствующие по возрасту отложения находятся на большой глубине и состав их точно не известен или, наоборот, на тех площадях,

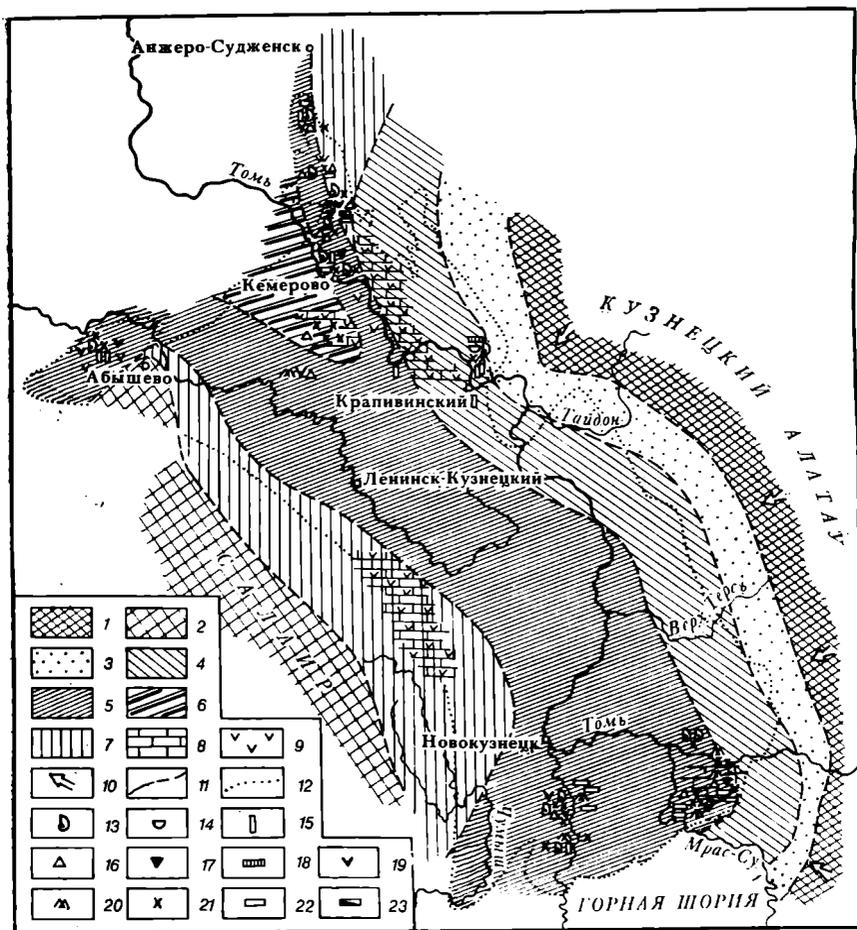


Рис. 68. Палеогеографическая схема Кузнецкого бассейна для алыкаевского времени (по А. Н. Волковой, 1963) с нанесенными комплексами фауны: 1 — обстановка горной суши, 2 — обстановка низменной суши, 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин и болот, 4 — чередование солонатоводного залива, аллювиальных равнин и болот, 5 — чередование обстановок солонатоводного залива и заболоченных равнин (преобладают песчано-алевритовые отложения залива), 6 — чередование обстановок солонатоводного залива, заболоченных равнин и болот (преобладают глинистые отложения залива), 7 — чередование обстановок солонатоводного залива, заболоченных равнин и болот (преобладают глинистые болотные отложения), 8 — карбонатный материал, 9 — пепловый материал, 10 — направление сноса, 11 — границы обстановок, 12 — внешняя граница современного распространения нижнебалахонской подсерии; морские и солонатоводные организмы: 13 — спириорбисы, 14 — брахиоподы, 15 — усоногие, 16 — *Naiadites*, 17 — *Aviculopecten*, 18 — *Edmondia* (?), 19 — *Angarodon*, 20 — *Mrassiella*, 21 — *Kinerkella*; пресноводные двустворчатые моллюски: 22 — *Anthraconauta*, 23 — *Anthracopaia*

где они раньше существовали, но в ходе последующей геологической истории были размыты.

На палеогеографических картах можно показывать данные, хорошо обоснованные (как и на фациальных), более или менее достоверные и гипотетические, подкрепленные лишь косвенными соображениями. В этом состоит их принципиальное отличие не только от фациальных, но и от карт геологических, на которых изображаются лишь достоверные данные, причем детальность изображения на геологической карте определяется ее масштабом. На палеогеографических картах нет столь прямой зависимости между масштабом и детальностью. Связано это с тем, что детальность палеогеографической карты определяется не только и даже не столько ее масштабом, сколько величиной стратиграфического интервала, для которого она составлена. Чем этот интервал короче, тем карта более детально при одном и том же масштабе топографической основы.

При подборе условных знаков к палеогеографической карте и установлении степени ее нагруженности следует не забывать основное правило: обеспечить хорошую читаемость. Если в ходе исследования составляется фациальная карта, то масштаб палеогеографической карты может быть таким же или более мелким. Если на фациальную карту нанесен фактический материал, то достоверность показанных на палеогеографической карте обстановок видна при сравнении этих двух карт. Если же фациальная карта не составляется или на ней не показан фактический материал, то его нужно отразить на отдельной карте.

За последние годы усилилась тенденция к составлению фациальных, палеогеографических и иных карт с учетом изменений, произошедших во взаимном расположении геологических структур в результате горизонтальных тектонических перемещений: движения материков, шарьяжей, пологих надвигов. Такие карты получили название «палинспастических» (Щербаков, 1981). В методике составления таких карт еще много неясного и спорного. Поэтому обоснованное составление подобных карт — одна из задач дальнейших исследований.

**Пояснительный текст.** Фациальные и палеогеографические карты обязательно сопровождаются пояснительным текстом. Во-первых, в нем отражается фактический материал, положенный в основу исследования; во-вторых, должны быть развернуты доказательства выводов и практические рекомендации. Поскольку генетическое исследование всегда включает две основные стадии — полевые работы и лабораторные исследования, то и в объяснительном тексте должны найти отражение результаты, полученные на этих стадиях.

1. Фактический материал, как отмечалось выше, следует показывать на отдельной карте. Но, кроме того, он должен быть разъяснен в тексте. Показанные на карте «точки наблюдений» очень мало говорят по существу о количестве и качестве сведений, полученных в этих «точках». Высыпки у корней деревьев и

около нор животных, керн буровых скважин, горные выработки, естественные обнажения — все это «точки наблюдений», но они дают очень разный по качеству и количеству материал. При характеристике материала из буровых скважин следует указать выход керна, его сохранность, глубину скважин и условия залегания слоев в них.

При характеристике лабораторных исследований нужно указать, какие методы были использованы, сколько было проведено исследований, дать сравнительную оценку этих методов для того, чтобы каждый из них в данных конкретных условиях был дан для разрешения поставленной перед исследователем задачи.

2. Еще более ответственной задачей текста является доказательство выполненных генетических построений. Эта часть, по существу, объяснительная записка к литогенетическим колонкам, профилям, фациальным и палеогеографическим картам. Здесь должен быть дан в максимально сжатом виде обзор обоснований для выделенных генетических типов и их комплексов, при этом должны быть отражены данные полевых наблюдений и лабораторных исследований. Целесообразно при этом привести зарисовки и фотографии слоистости и других текстур, важных для генетического истолкования, условий залегания в породе органических остатков, характера контактов между слоями, в том числе разрывов, зарисовки характерных форм зерен и обломков и других особенностей разреза или пород. Если стратиграфическое сопоставление изученных отложений на данной площади является дискуссионным, то в текстовой части следует обосновать схему, которую принимает автор. Вообще разделу стратиграфического сопоставления изученных разрезов нужно уделить в тексте большое внимание, так как от обоснованности стратиграфических сопоставлений зависит в значительной мере убедительность генетических и палеогеографических построений.

### **ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

Возможности практического использования результатов генетических исследований разнообразны. Очень часто их ставят в районах, где известно или предполагается присутствие каких-либо полезных ископаемых. Цель постановки таких работ — помочь в выявлении закономерностей распределения соответствующего вида полезного ископаемого в разрезе и на площади и тем самым содействовать оценке перспектив района и облегчить проведение поисковых и разведочных работ.

Генетическое исследование, выполненное в самом общем виде, а именно если его результаты позволяют установить тип литогенеза: ледниковый, гумидный умеренный, гумидный тропический или аридный, уже имеет определенное практическое значение. Каждый из них обладает своими перспективами на полезные ископаемые — в ледниковом типе можно рассчитывать на кирпичное и керамзитовое сырье, а иногда на россыпные месторождения.

В гумидном умеренном климатическом типе литогенеза возможности встречи полезных ископаемых расширяются, особенно увеличиваются перспективы на россыпные месторождения, появляются условия для образования залежей углей и горючих сланцев, железных и марганцевых руд. В гумидном тропическом климате возможности еще больше: появляются перспективы на обнаружение богатых и разнообразных месторождений, связанных с корами выветривания и продуктами их размыва и переотложения (месторождения бокситов, россыпные месторождения и т. д.). В аридном литогенезе появляются возможности обнаружения месторождений солей, осадочных медных, свинцово-цинковых руд и др.

Выяснение более детальных физико-географических и ландшафтных обстановок позволяет конкретнее осветить вопрос о полезных ископаемых. В каждом из типов литогенеза характерные для него полезные ископаемые распределяются вполне закономерно в связи со свойственной им приуроченностью к определенным ландшафтам. Так, в ископаемом состоянии коры выветривания сохраняются главным образом на пенепленизированных участках, хотя бы и приподнятых на значительную высоту над уровнем моря; угли распространены особенно широко на аллювиальных равнинах и на морских побережьях в дельтовых и лагунных областях; при сухом климате в лагунных же условиях могут формироваться месторождения солей и т. д. Таким образом, выявление даже общих черт палеогеографической обстановки прошлого позволяет наметить территории, благоприятные для поисков того или иного вида полезных ископаемых. Хорошим примером этому являются упоминавшиеся Атласы литолого-палеогеографических карт Русской платформы и всей территории СССР.

Более детальный генетический анализ, осуществляемый для относительно небольших территорий в крупном масштабе, имеет еще более конкретную практическую ценность. Значение таких исследований заключается в том, что они помогают установить связи между изменениями мощности, качества и поведения на площади полезного ископаемого с конкретными физико-географическими условиями осадконакопления. Выявление таких связей способствует выяснению направлений, в которых следует ожидать изменения тех или иных свойств полезного ископаемого, а следовательно, позволяет более обоснованно направлять поисковые и разведочные работы. Таким образом осуществляется одно из главных назначений науки — знать, чтобы предвидеть.

В заключение следует обратить внимание на то, что генетический анализ позволяет выяснить условия, в которых возникли те или иные отложения и заключенные в них полезные ископаемые (если эти ископаемые являются первичными, т. е. образовались одновременно с накоплением вмещающей их осадочной толщи). Даже если месторождения являются паложеными — катагенетическими (залежи нефти и газа, рудные месторождения), знание условий образования заключающих их толщ помогает при

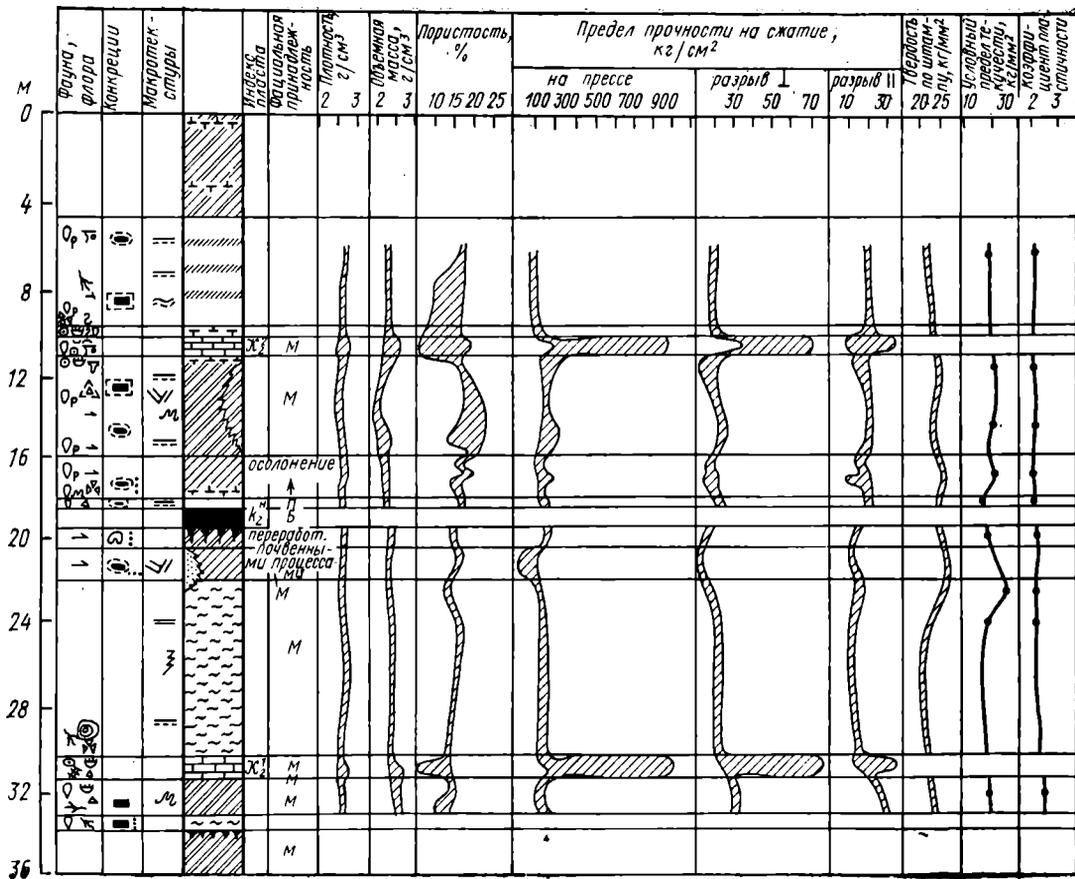


Рис. 69. Физико-механические свойства пород почвы и кровли пласта угля  $K_2^H$  (средний карбон) Богдановского месторождения Донецкого бассейна (условные знаки см. на рис. 60)

оценке месторождений. Так, например, пористость и проницаемость пород оказываются различными в зависимости не только от стадии катагенетических преобразований, но также и от первичных условий накопления (рис. 69).

Таким образом, для формирования месторождения полезного ископаемого важна не только обстановка его возникновения, но и вся последующая история его изменений, вплоть до наших дней. В частности, сохранилось ли полезное ископаемое от размыва или от уничтожения при тектонических нарушениях, при циркуляции подземных вод и т. д.? Поэтому при выяснении закономерностей размещения полезных ископаемых осадочного происхождения генетический анализ и как его непременное звено фациальный анализ являются важными, но не единственными видами исследований. При генетическом анализе лабораторные исследования, которым главным образом посвящена эта книга, являются лишь разделом в общем комплексе литологических работ.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. I, II. — М.—Л., 1960—1962.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I—IV. — М., 1967—1969.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1: Обломочные и глинистые породы. — М., 1962. — 578 с.; Ч. 2: Карбонатные породы. — М., 1969. — 707 с.; Ч. 3: Кремнистые породы. — М., 1973. — 339 с.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. — М., 1947. — 338 с.
- Гёккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. — М., 1957. — 126 с.
- Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. — М., 1981. — 253 с.
- Иванова Н. В. Двустворчатые моллюски и условия осадкообразования. — М., 1973. — 164 с.
- Казанский Ю. П. Седиментология. — Новосибирск, 1976. — 272 с.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. — М., 1971. — 367 с.
- Кузнецов В. Г. Фации и методы фациального анализа. — М., 1973. — 112 с.
- Логвиненко Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. — Харьков, 1962. — 206 с.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. — М., 1984. — 416 с.
- Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород. — Л., 1986. — 240 с.
- Мильтнер Г. Б. Петрография осадочных пород. — М., 1968. Т. I. — 500 с.; Т. II. — 666 с.
- Методы изучения осадочных пород. — М., 1957. — Т. I. — 611 с.; Т. II — 564 с.
- Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. — М., 1984. — 438 с.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. — М.—Л., 1955. — Ч. I. — 534 с.; 1956. — Ч. II. — 393 с.
- Наузов В. А. Оптические определения компонентов осадочных пород. — М., 1981. — 203 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. — М., 1981. — 751 с.
- Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г. Литология и литолого-фациальный анализ. — М., 1981. — 284 с.
- Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. — М., 1981. — 439 с.
- Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природные ассоциации в осадочных породах. — М., 1966. — 230 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. — Л., 1969. — 703 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию. — М., 1981. — 360 с.
- Сорокин В. С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франком веке. — Рига, 1978. — 282 с.
- Справочник по литологии. — М., 1983. — 509 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М., 1963. — 535 с.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. — М., 1958. — 572 с.
- Ушакова А. И. Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. — Новосибирск, 1979. — 175 с.

Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. — М., 1964. — 308 с.

Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — М., 1984. — 222 с.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. — М., 1958. — 170 с.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. — М., 1972. — 49 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. — М., 1983. — 327 с.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. — М., 1958. — 416 с.

Шульга В. Ф. Нижнекарбонная угленосная формация Донецкого бассейна. — М., 1981. — 176 с.

Щербачков О. А. Построение литолого-палеогеографических карт на палинспастической основе // Изв. высших учебн. заведений. Сер. геол. и разведка. — 1981. — № 9. — С. 3—11.

Янин Б. Т. Основы тафономии. — М., 1983. — 184 с.

# СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b>	3
Генетические признаки осадочных пород	5
Петрографические признаки	6
Палеонтологические признаки	7
Физические и химические признаки	8
Осадки и породы, принципы классификации	9
<b>Глава I. Осадки и породы обломочного происхождения</b>	10
Собственно обломочные породы	10
Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы	13
Макроскопическое изучение и описание	16
Гранулометрический анализ	16
Способы дезагрегации рыхлых пород	19
Способы дезагрегации сцементированных пород	20
Ситовой анализ	22
Гидравлические методы	24
Гранулометрический анализ сцементированных обломочных пород в шлифах	27
Графическое изображение результатов гранулометрического анализа	28
Изучение фракций под бинокляром	30
Генетическое значение результатов гранулометрического анализа и изучения фракций под бинокляром	32
Изучение минерального состава породообразующих и аксессуарных компонентов	39
Выделение тяжелой фракции	40
Иммерсионный метод	42
Минералогический анализ тяжелой фракции	47
Графическое изображение результатов	49
Изучение обломочных пород в шлифах	49
Схема микроскопического описания обломочной породы в шлифе	60
Генетическое значение минерально-петрографического состава обломочных пород	61
Значение и диагностика пирокластического материала в осадочных породах	67
<b>Глава II. Глинистые породы</b>	72
Макроскопическое изучение и описание	76
Микроскопическое изучение и описание	77
Гранулометрический анализ глин	81
Изучение минерального состава	84
Окрашивание органическими красителями	84
Метод капли	86
Изучение ориентированных глинистых агрегатов в иммерсии	87
Термический анализ	88
Исследования с помощью электронного микроскопа	92
Электроннографический метод	92
Рентгеновский анализ	93
Химический анализ	95
Изучение поглощенных катионов	96
Генетическое значение результатов исследования	96
<b>Глава III. Карбонатные породы</b>	100
Известняки	100
Доломиты	103

Сидериты	104
Макроскопическое изучение и описание	105
Генетическое значение макроскопического изучения	107
Диагностика основных породообразующих минералов	109
Общая характеристика и признаки породообразующих минералов в шлифах	109
Определение минералов в иммерсии	110
Реакции окрашивания	111
Признаки основных групп органических остатков в шлифах	114
Анализ микрофауны	122
Изучение и описание карбонатных пород в шлифах	123
Генетическое значение микроскопического изучения	127
Другие методы изучения карбонатных пород	128
Термический анализ	128
Химический анализ	129
Биохимический метод исследования	130
Электронно-микроскопический и рентгенодифрактометрический анализы	131
Изотопный метод палеотемпературного анализа	131
<b>Глава IV. Кремнистые породы</b>	133
Кремнистые породы органического происхождения	133
Кремнистые породы биогенно-химического происхождения	135
Кремнистые породы химического и вулканогенно-осадочного происхождения	136
Макроскопическое изучение и описание	136
Диагномовый анализ	138
Диагностика основных породообразующих минералов в шлифах	140
Изучение и описание кремнистых пород в шлифах	140
Генетическое значение изучения	145
Другие методы изучения кремнистых пород и осадков	146
<b>Глава V. Осадки и породы других групп</b>	148
Бокситы (аллиты)	148
Железистые породы (ферролиты)	151
Фосфориты	153
Соли	156
Ископаемые угли. Горючие сланцы	157
Конкрекции	159
<b>Глава VI. Значение органических остатков для восстановления условий осадконакопления</b>	163
Термины, употребляемые при описании органических остатков	164
Термины, используемые для обозначения современных и ископаемых скоплений организмов	167
Органические остатки континентальных и морских отложений	167
Полевые наблюдения и лабораторное изучение органических остатков для восстановления обстановки осадконакопления	168
<b>Глава VII. Обобщение результатов лабораторного изучения</b>	179
Использование данных по геологическому строению	179
Привлечение данных полевых исследований	182
Сведение результатов лабораторных исследований пород	190
Использование данных по другим породам того же разреза (парагенез)	193
Оформление результатов (составление колонок, профилей, карт)	195
Практическое значение генетического анализа	207
<b>Л и т е р а т у р а</b>	211

Учебное издание

**Григорий Федорович Крашенинников,  
Александра Николаевна Волкова,  
Надежда Вячеславовна Иванова**

**УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ С ОСНОВАМИ ЛИТОЛОГИИ  
Руководство к лабораторным занятиям**

Зав. редакцией *И. И. Шехура*  
Редактор *Л. М. Батыгина*  
Художественный редактор *Б. С. Вехтер*  
Переплет художника *В. А. Чернецова*  
Технический редактор *Н. И. Смирнова*  
Корректоры *Л. А. Айдарбекова, С. Ф. Будаева*

ИБ № 3068

Сдано в набор 04.09.87. Подписано в печать 29.02.88.  
Л-35595. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Гарнитура  
литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 13.5.  
Уч.-изд. л. 14,80. Тираж 2330 экз. Заказ 179. Изд. № 4802.  
Цена 70 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.  
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.  
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.  
119899, Москва, Ленинские горы

---

## **ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!**

**В 1989 году Издательство Московского университета  
выпустит книгу:**

*Региональная криолитология: Учеб. пособие / Под ред. А. И. Попова. — 1989. — 18 л. — (В пер.): 90 к.*

В учебном пособии, написанном в соответствии с программой, утвержденной Минвузом СССР, рассмотрены закономерности пространственного размещения мерзлотных образований на территории СССР, геологические и физико-географические факторы, предопределяющие развитие мерзлотных процессов. Описаны два пути формирования мерзлых пород — в результате криодиагенеза и криогенного выветривания. Региональная характеристика криогенных пород дается в свете геологической истории районов, выделенных на основе крупных геоструктурных признаков. Криолитологическое районирование предпринято впервые.

Для студентов геологов и географов, а также специалистов, ведущих исследования в районах вечной мерзлоты и высокогорья.

---