

Цена 80 к.

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОГРАФИЮ

**ОСАДОЧНЫХ
ГОРНЫХ
ПОРОД**

ГОСУДАРСТВЕННОЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
1932

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ПРОФ. ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Введение в петрографию ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

С 68 рисунками



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

Москва 1932 Ленинград



ПРЕДИСЛОВИЕ.

Совершенное отсутствие на русском языке учебников по петрографии осадочных пород побудило меня выпустить в свет настоящее «Введение», несмотря на очевидные для меня его недочеты. Оно представляет собой конспективное изложение вводной части отдела осадочных пород в курсе петрографии, который читался мною в б. Горном институте в 1928—1930 гг. В это «Введение» не входит рассмотрение самих горных пород и осадков, из которых они образовались. Я ограничиваюсь в нем лишь обзором тех признаков осадочных горных пород, которые служат основой для их систематики и на которые прежде всего приходится обращать внимание при изучении этих горных пород. Такими признаками являются особенности их вещественного состава и структуры.

Классическая работа Cayeux — «Introduction à l'étude des roches sédimentaires» — разделяется на две части: 1) изложение методов исследования и 2) описание составных частей осадочных пород (минералов и органических остатков). Главное содержание книжки Milner'a «Sedimentary Petrography», в первых изданиях вышедшей как An Introduction to Sedimentary Petrography, состоит в описании порообразующих минералов, имеющем даже скорее характер справочника.

В учебных планах Горного института методика исследования и микроскопическая минералогия были выделены в особый курс. Поэтому я исключил эти части из своего «Введения». Мне, наоборот, казалось совершенно необходимым дать в нем общее понятие о типах структур и текстур осадочных пород. Изучение отдельных минералов, входящих в состав осадочной горной породы, можно рассматривать лишь как отдел микроскопической минералогии. Петрография начинается там, где возникают вопросы о взаимных отношениях этих слагающих пород компонентов, о том, как порода из них образована, т. е. при изучении структуры и текстуры. Эта часть, однако, наименее разработана в петрографии осадочных пород вообще, и даже в элементарном курсе приходится вводить некоторые новые понятия и термины.

Из курса петрографии осадочных пород, читавшегося в Горном институте, были исключены те породы, которые являются полезными ископаемыми: железные руды, соли и каменные угли, так как они более подробно рассматриваются в других курсах. Они почти не затронуты и в предлагаемом «Введении».

Кроме того, под именем петрографии в отличие от петрологии мы понимаем описательную часть учения о горных породах, и причины возникновения тех или иных признаков осадочных пород затрагиваются здесь только попутно и очень кратко.

Для всякого описания большое значение имеют рисунки, часто лучше всяких слов передающие суть описываемого предмета. Этим объясняется довольно значительное число иллюстраций в книжке, большинство из которых являются оригинальными. Рисунки выполнены худ. И. В. Петровским, которому я приношу здесь свою благодарность.



1. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАЗДЕЛЕНИЕ.

Осадочные горные породы существенно отличаются и от пород изверженных и от пород метаморфических как по источнику вещества, из которого они образовались, так и по источнику энергии, за счет которой происходили процессы их образования.

С точки зрения энергии, за счет которой происходит образование осадочных пород, они являются противоположностью породам изверженным: в последних процессы, ведущие к образованию горной породы, совершаются за счет внутренней энергии, заключающейся в самой магме; в литогенезисе пород осадочных процессы связаны с превращениями энергии, доставляемой поверхности земли извне, от солнца.

Источники вещественного состава изверженных и осадочных пород также совершенно различны. В породах изверженных мы имеем продукты кристаллизации магмы. Минералы, образующие изверженную породу, образовались в ней впервые, они являются аутигеновыми. В большинстве осадочных пород минералы, образующие породу, являются остатками от разрушения других пород, изверженных или метаморфических, или наконец более древних осадочных горных пород, они являются таким образом в большинстве случаев аллогеновыми. В тех случаях, когда осадочная горная порода является первичной, а это происходит или при выпадении образующих ее минералов из растворов, или при биохимических процессах, вещество ее, которое извлекается из раствора, в этот раствор попадало тоже в огромном большинстве случаев при разрушении других горных пород. Может быть только для льда, рассматриваемого как горная порода, это вторичное происхождение материала не имеет места.

Процессы образования значительной части изверженных пород скрыты от непосредственного наблюдения. Лишь в эффузивных породах, именно лавах, мы имеем такие породы, которые образовались на земной поверхности, в условиях более или менее доступных для наблюдения. Для осадочных пород процессы их образования, происходящие на земной поверхности, вообще гораздо более доступны для изучения, хотя, разумеется мы еще очень мало знаем о явлениях, происходящих на дне глубоких бассейнов.

Благодаря этому принцип актуализма, выдвинутый Ляйелем, имеет особое значение для изучения литогенезиса осадочных пород и методология этой части петрографии существенно отличается от методологии петрографии в части ее, трактующей о породах изверженных и метаморфических.

Нередко указывают на сходство процесса образования химических осадков, т. е. выпадающих из растворов солей, образующих горные породы, с процессами образования кристаллизующихся из жидкой магмы изверженных горных пород. Не смотря на некоторое внешнее сходство — выпадение твердого вещества из раствора, между тем и другим процессом существует коренное различие. Кристаллизация магмы происхо-

дит при потере тепла, заключенного в самой магме, кристаллизация солей — при испарении раствора за счет теплоты, получаемой от солнца. Только в процессе замерзания морской или пресной воды мы действительно имеем явление, сходное по существу с образованием магматических пород, и если вспомним, что водные растворы в некоторых случаях появляются на земной поверхности как последнее проявление магматической деятельности, то сходство воды и льда с другими магматическими породами станет еще рельефней.

Основная разница между группой пород изверженных, с одной стороны, и осадочных, с другой, с точки зрения энергетики процессов их образования более определенно разграничивает эти группы, чем другие признаки отличия.

Породы изверженные являются эндогенными, породы осадочные — экзогенными. Образование первых связано с энергией земного шара, образование вторых — с энергией солнца. Грабау употребляет термины эндогенный (endogenetic) и экзогенный (exogenetic) для горных пород в другом смысле, а именно он указывает, что вещество первых выделилось из той самой среды, в которой возникает и сама порода, и вещество вторых принесено извне. Но в этом смысле гораздо лучше употреблять старые термины Наумана (1858 г.), который разделял породы на протогенные (первичные) и деутерогенные (вторичные). Протогенные обнимают породы: изверженные — пирогенные (от *πῦρ* — огонь), атмогенные (возникающие из воздуха — снег и лед), гидрогенные (химические осадки) и биогенные (породы органического происхождения).

Деутерогенные породы являются вместе с тем породами кластическими и различаются по происхождению обломков или по той среде, из которой эти обломки выпадают. Грабау выделяет следующие группы: 1) пирокластические породы (вулканические брекчии и туфы); 2) аутокластические (брекчии раздробления и другие раздробленные на месте породы); 3) атмокластические (продукты разрушения под влиянием воздуха); 4) анемокластические — образовавшиеся при участии ветра; 5) гидрокластические — образовавшиеся при помощи воды; 6) биокластические — из остатков организмов.

В сущности мы имеем здесь дело с систематикой способов образования пород и, как видим, довольно дробной. Уже внутри каждой из таких генетических групп самые породы разделяются: 1) по структуре и 2) по вещественному составу.

Ряд существенных различий между породами изверженными и осадочными является причиной того, что в петрографии изверженные породы, с одной стороны, и осадочные, с другой, обычно рассматриваются с несколько различных точек зрения.

Тем не менее в основу систематического изучения осадочных пород должны быть положены те же признаки их, как для всех пород вообще и в том числе для пород изверженных и метаморфических. Такими признаками являются: 1) вещественный, минералогический и химический состав породы и 2) ее структура и текстура. Рассмотрение этих признаков и должно явиться введением в изучение осадочных пород. В каждой породе мы находим совокупность различных признаков разного рода. Оценить значение тех или других не всегда легко: генетическое значение их очевидно должно представлять руководящий принцип.

Говоря об осадочных породах, необходимо различать две стадии их образования: 1) образование осадков, из которых образуется та или другая порода, и 2) превращение таких осадков в горную породу. С последним процессом мы встречаемся в природе в самых различных степенях его развития: неизменные осадки и происшедшие из них горные породы связаны целым рядом постепенных и непрерывных переходов, и обычно их рассматривают совместно.

Как известно, в схеме литогенезиса Вальтер различал такие моменты: 1) денудация, состоящая из разрушения породы, переноса отделенного материала и его разрушения во время переноса, сюда же можно отнести перенос в растворенном виде; 2) отложение материала, 3) диагенезис и, наконец, в некоторых случаях, метаморфизм.

Все эти процессы рассматриваются в физической геологии. В описательной петрографии, которая составляет предмет этой книжки, мы будем иметь дело лишь с их результатами. Основные группы систематики осадочных пород обычно выделяются на основании происхождения тех осадков, из которых они образовались. Таким образом различаются породы кластические, химические осадки и органические осадочные породы. Мы видели, что можно систематизировать генетические группы осадочных пород, исходя из той среды, в которой происходит их образование (Грабау). Это несколько другой принцип, но все-таки это признак чисто генетический. С другой стороны, породы, можно классифицировать по вещественному составу. Это последнее подразделение не будет тождественным с первым. На основании этого принципа мы различаем кремнистые и кварцевые породы, глинистые породы, карбонатные породы и соли сильных кислот (сульфаты, хлориды).

Нельзя ни при той, ни при другой группировке строго выдерживать какой-нибудь один классификационный признак, который бы не перекрывал разные группы другой системы. Известняки могут быть породами как органогенными, так и химическими, а в некоторых случаях, (напр. коралловый песок), и кластическими. В числе кластических пород мы можем иметь разнообразные по составу породы.

Поэтому существуют и такие классификации, в которых, хотя строго не выдержан ни генетический принцип, ни деление по вещественному составу, но зато авторы стремятся объединить более или менее сходные петрографические типы в группы более естественные с геологической точки зрения.

Розенбуш разделял осадочные породы на следующие семейства: 1) семейство химических осадков; 2) семейство псефитов и псаммитов; 3) семейство кремнистых пород; 4) семейство карбонатных пород; 5) семейство железистых пород; 6) семейство глинистых пород и 7) семейство углистых пород.

Породы железистые (5) и углистые (7) являются полезными ископаемыми и в сущности выходят из сферы изучения в курсе описательной петрографии. То же самое отчасти относится к семейству химических осадков, из числа которых к числу полезных ископаемых прежде всего надо отнести каменную соль, калийные соли и другие соли щелочей и магнезии. Ж. Лаппаран различает такие крупные группы: 1) кремнистые и кварцевые породы; 2) карбонатные породы; 3) алюмосиликатовые породы; 4) фосфатные породы; 5) железистые; 6) соли; 7) углистые породы и 8) конгломераты.

Группа 4-я также представляет полезные ископаемые, равно как и группа 5-я части 6-й и 7-й.

Та или другая группировка, а также и дальнейшие подразделения типов осадочных горных пород должны быть основаны, как сказано, на наблюдениях прежде всего над их минералогическим составом и структурой. Хотя названия групп, как мы видим, являются в большинстве чисто химическими, но относительная простота минерального состава осадочных пород обычно позволяет создавать достаточное представление и об их вещественном составе.

Нужно к этому прибавить, что в изменении химического состава осадочных пород при переходе от одних типов к другим нет тех правильных закономерностей, какие мы наблюдаем в породах изверженных, где изменение состава магмы в процессе дифференциации является самым основным признаком систематического положения породы, происшедшей из этой магмы. Химический состав и условия залегания имеют в систематике осадочных горных пород меньше значения, чем в систематике пород изверженных.

Совершенно своеобразная особенность осадочных горных пород—это те органические остатки, которые в них встречаются. Для систематики, особенно карбонатных пород, они имеют существенное петрографическое значение, так как ими определяется структура породы. Поэтому в петрографии осадочных пород их нельзя исключить из рассмотрения.

II. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Общие замечания. Минералогический состав осадочных пород резко отличается от состава пород изверженных. В последних, как мы знаем, главную роль играют силикаты: простые силикаты и алюмосиликаты. В условиях существования на земной поверхности эти минералы являются неустойчивыми: они выветриваются и распадаются. Наиболее обычными, устойчивыми формами распространения элементов земной коры на ее поверхности являются:

1. Свободная кремнекислота: кварц, халцедон и гидратные формы — опалы.
2. Свободная алюмокремневая кислота и различные гидратные формы — глины: каолин, галлоазит, аллофан, монтмориллонит и пр.
3. Повидимому довольно устойчивы и кислые щелочные (именно калиевые) соли алюмокислоты — белые слюды: серицит и гидрослюда.
4. Гидраты глинозема — бокситы—довольно редки.
5. Гидраты окиси железа, главным образом—лимонит.
6. Некоторые феррисиликаты (глауконит, тюрингит, шамуазит, повтропит и др.).
7. Карбонаты щелочных земель: извести и магнезии.
8. Сульфаты извести, гипс и ангидрит, и частью магнезии.
9. Галоиды щелочей, также другие их соли, характеризующиеся растворимостью в воде.
10. Наконец на земной поверхности возникает ряд органических соединений и их дериватов.

Кроме перечисленных минералов, свойственных земной поверхности здесь мы находим целый ряд сохранившихся более прочных минералов пород изверженных и метаморфических, а также некоторые более редкие

новообразования, как напр., разные фосфаты, рутил, пирит, реже-барит, флюорит, полевой шпат и т. д.

По количеству, в котором минералы входят в состав породы, мы можем различать как в изверженных, так и в метаморфических породах: 1) минералы, образующие главную массу породы, являющиеся ее главными составными частями; и 2) минералы второстепенные, из которых одни входят в незначительном количестве, но являются весьма распространенными в разных породах, а другие являются характерными примесями. Нов отличие от пород изверженных, в которых эти аксессуарные минералы образовались большею частью во время образования самой породы, в породах осадочных среди второстепенных минералов надо различать примеси двоякого рода.

Одни из них — реликтовые — представляют сохранившиеся остатки того первичного материала, из которого произошла порода, таковы, напр., полевые шпаты, турмалин, циркон, гранат, кианит, магнетит и др. минералы в песчаниках. Другие образовались во время образования самой породы, например глауконит в песчаниках и известняках, — это минералы сингенетические. Наконец, некоторые второстепенные эпигенетические примеси возникали уже после образования породы при позднейших процессах диагенетических и далее метаморфических, таковы, напр. рутил в глинистых сланцах, полевые шпаты в известняках, пирит в сланцах и т. д.

Изучение характерных примесей в осадочных породах имеет большое значение для выяснения условий их образования, и в пределах какого-либо изучаемого района может иметь иногда важное значение как классификационный признак.

Разнообразные прочные реликтовые минералы, которые встречаются как примеси в кластических осадочных породах, принадлежат в значительной своей части к числу «тяжелых» минералов, обладающих более высоким удельным весом, чем наиболее распространенный кварц, полевые шпаты, каолин и т. п. Это обстоятельство позволяет воспользоваться для того, чтобы уловить эти редкие в природе минералы разделением порошка породы на две фракции, тяжелую и легкую, с помощью тяжелых жидкостей. Обычно употребляют для этой цели бромформ с удельным весом 2,88 — 2,9. В тяжелой фракции концентрируются те редкие минералы, которые подчас совершенно ускользают от наблюдения в шлифах благодаря своей редкости. В особенности этот прием применим к рыхлым породам (пескам).¹ Вместе с тем разделение по удельному весу позволяет оценить относительное количество примесей хотя бы приблизительно.

Главное значение для классификации пород однако имеют минералы легкой фракции, которые являются существенными составными частями. Тяжелые минералы составляют обыкновенно около десятой процента всей породы.

Существенные минералы осадочных пород образуют между собою смеси, в составе которых, как мы уже упомянули, нет таких определенных закономерностей, как в породах изверженных. Определенно можно выделить среди наиболее обычных пород три крайних типа как по мине-

¹ Иногда полезно еще предварительное обогащение полученными минералами промывкой в ковше.

ралогическому и химическому типу, так и по происхождению: 1) группа сланцев, 2) группа песчаников и 3) группа известняка.

В первой преобладающее развитие имеют наряду с свободной кремнекислотой алюмокислота и кислые ее соли. В значительной мере входят и другие мелко измельченные и главное более прочные минералы изверженных и метаморфических пород — полевые шпаты, слюды. Вторая группа характеризуется резким преобладанием в составе пород наиболее прочного минерала — кварца, и в третьей мы встречаемся с карбонатами щелочных земель, главным образом извести. Между всеми тремя группами существуют совершенно непрерывные переходы. Мергели связывают известняки со сланцами, известковистые песчаники — песчаники с известняками и т. д.

Относительное распространение этих трех основных типов далеко не одинаковое. По подсчетам Кларка из всей массы осадочных пород в грубых цифрах 80% составляют сланцы, 15% песчаники и только 5% приходится на долю известняков. Другие породы, как напр. химические осадки: сульфаты и хлориды, имеют совершенно ничтожное распространение и являются совершенно исключительными концентрациями таких редких для земной коры элементов, как сера и хлор. Еще в большей степени то же можно сказать относительно органических соединений.

Источником вещественного состава осадочных горных пород являются в конце концов породы изверженные. Средний минералогический состав всей совокупности изверженных пород выражается примерно такими цифрами: кварца 10 — 12%; алюмосиликатов — полевого шпата (и фельдшпатидов) — 65%, цветных минералов до 20% и остальное — акцессорные минералы: магнетит, апатит и др. Главные черты химических и физических превращений, которым подвергается этот материал, заключаются в следующем: 1) Разложение алюмосиликатов и образование кислых солей и свободной алюмокислоты, с одной стороны, и растворимых солей оснований с другой. При этом силикаты щелочноземельных металлов распадаются быстрее. То же разложение идет, и даже еще быстрее, в простых силикатах с распадом на SiO_2 и основания. 2) Механическая сортировка продуктов распада и накопление наиболее прочных соединений, каким является в подавляющем количестве кварц. 3) Накопление щелочных земель в виде утлекислых солей при процессах химических и биохимических. Если мы обратим внимание на распространенность основных типов осадочных пород, то ясно увидим наибольшую распространенность тех, которые состоят из материала, подвергающегося наименьшим превращениям, — глинистых сланцев; значительно менее распространены песчаники, где механический отбор произвел существенное изменение в составе, и еще большей редкостью отличаются известняки, при образовании которых процессы биохимические и химические являются основными.

Минералогический состав этих основных групп горных пород последовательно от сланцев к песчаникам и наконец до известняков все более уклоняется от состава пород изверженных. Все большую роль в нем играют такие минералы, которые в породах изверженных не встречаются или являются второстепенными, случайными и вторичными. Некоторые из минералов осадочных пород так характерны, что на них приходится несколько остановиться.

Модификации кремнезема в осадочных породах. Кремнезем в осадочных породах встречается как в форме безводного окисла в виде: кварца, халцедона и др. разновидностей, так и в гидратных формах — опалах.

Кварц является типичным реликтовым минералом, сохраняющимся в силу своей прочности, наоборот, гидраты кремнезема являются той формой, в которой кремнезем накапливается на земной поверхности, выделяясь из растворов при химических и биохимических процессах. Аллогеновый, остаточный кварц, происшедший от разрушения других пород в обломочных зернах, естественно теряет свои внешние признаки. Некоторые указания на происхождение зерен могут дать разнообразные включения в зернах кварца. По Мэки напр. можно различать: 1) кварц без включений или с «правильными» включениями (слюды, рутила, циркопа, апатита и руд), который характерен для метаморфических пород, сланцев и гнейсов, 2) кварц с «неправильными» включениями пузырьков жидкостей и газов или иногда с тончайшими, большею частью неопределимыми игольчатыми включениями, более характерными для гранитов, кварцевых диоритов и кварцевых жил. Признаки эти имеют впрочем относительное значение.

Образование аутигенового кварца в осадках мало измененных — явление относительно редкое, но иначе невозможно объяснить образование хорошо ограненных кристалликов, нарастающих на песчинки. При явлениях диагенезиса и даже слабого метаморфизма, наоборот, новообразование кварца представляет процесс очень распространенный. Нарастание кварцевых кристалликов на песчинках изображено на рис. 23 (стр. 42).

Халцедон. Опалы, являющиеся обычной формой выпадения кремнекислоты на дневной поверхности, легко дегидратируются. Ту форму безводной SiO_2 , которая чаще всего при этом получается, представляет халцедон и реже другие волокнистые разновидности кремнезема.

Физикохимические исследования, а также рентгенографическое изучение халцедона указывает на тождество этой модификации SiO_2 с α -кварцем. Различие заключается лишь в форме кристаллизации и оптических свойствах. Халцедон оптически отрицателен и двуосен с малым и непостоянным углом $2V$. В халцедонах почти всегда кроме вещества кварца находится и примесь опала.

Морфологическое различие кварца и халцедона, а также других видоизменений кремнезема, несколько напоминает те различия, какие мы встречаем например у серпентинов (антигорит и хризотил). Волокнистый облик его кристаллизации может быть связан с возникновением его из опала в вязкой среде геля, подобно тому, как это имеет место при образовании сферолитов и стеклянных голов (гетит из коллоидного лимонита).

Кроме кварца и халцедона различают ряд других разновидностей SiO_2 : кварцин — волокнистый минерал оптически положительный с малым $2V$; лютецит — с косым угасанием волокон, образующих псевдогексагональные пирамиды сложного строения; псевдохалцедон, отличающийся от халцедона более низким двупреломлением. Наиболее характерным и типичным является халцедон.

Опалы. Весьма распространены в осадочных породах гидраты кремнезема — опалы, содержащие 2—15% воды. Среди разнообразных форм, в каких опал встречается, можно различать несколько типов: 1) он

представляется в виде совершенно бесструктурной аморфной массы; это коллоидный гидрат кремнезема в наиболее типичной форме, 2) иногда при больших увеличениях опал представляется состоящим как бы из накопления капелек или сфероидальных образований, не достигающих толщины шлифа (20 μ) и потому перекрывающих одна другую; в некоторых случаях в них появляется анизотропно-сферолитовое строение, связанное быть может с потерей воды и упомянутым превращением в халцедон;



Рис. 1. Окремнение кораллового известняка. Внутренность ячеек пузырчатой эндотеки коралла замещается халцедоном (снаружи) и кварцем (внутри). В скрещенных николях, увелич. в 20 раз. Южный Урал.

3) некоторые опалы обнаруживают концентрическую полосчато-слоистую структуру, облекающая посторонние тела; в таком виде он нередко встречается в опоках и некоторых песчаниках. В современных осадках опал наблюдается, как вещество, образующее кремневые скелеты губок, радиолярий, диатомовых водорослей. В горных породах он появляется или как продукт переотложения вещества этих органических отложений, или как химический осадок. Опал при диагенетических и метаморфических процессах теряет воду. Чрезвычайно характерно превращение в халцедон опаловых органических кремневых образований, как напр. спикуль губок; халцедон также выполняет скорлупки радиолярий в япмах.

Халцедон обычно образуется при окремнении известняков (рис. 1). Образование опала в последних случаях редко.

Карбонат извести. Коллоидная гидратная форма углекислого кальция, $\text{CaCO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — «бюклит», вероятно выпадает при образовании осадочных пород из растворов, но легко дегидратируется и переходит в кристаллические формы. В образовавшихся уже осадочных породах находят такие модификации безводного углекислого кальция:

а) Кальцит. Образуется как первичный и как диагенетический минерал. Из разновидностей кальцита можно отметить разность кальцита с захваченной при кристаллизации примесей битумов, т. наз. антраконит, который иногда образует грубокристаллические конкреции.

б) Арагонит. Выпадая часто как первичный минерал, арагонит легко превращается в кальцит и редко может быть обнаружен в неизменном виде.

в) Ктипеит по химическим свойствам не отличим от арагонита и, может быть, представляет лишь особую структурную форму кристаллизации этой модификации. Он образует оолиты, и его можно наблюдать здесь в тех случаях, когда оолиты не подвергались диагенетическим изменениям. Подробнее мы вернемся к этому при описании оолитовой структуры. Известковые органические остатки состоят то из арагонита, то из кальцита. Из водорослей напр. некоторые (*Halimeda*) состоят из араго-

нита, другие (Lithothamnion) из кальцита, то же и у фораминифер. Почти все рифовые кораллы строятся из арагонита, но глубоководные из кальцита. Скелеты иглокожих построены из кальцита и притом так, что каждый элемент представляет один кристаллический индивид кальцита. Скорлупы ракообразных состоят из волокон кальцита, расположенных перпендикулярно к поверхности. Как кальцит, так и арагонит входят в скелет мшанок. Раковины брахиопод построены из кальцита с характерной структурой (см. ниже). Большая часть моллюсков имеет арагонитовые раковины. В некоторых пластинчатожабрных внутренний слой арагонитовый и наружный кальцитовый. То же часто у гастропод. Что касается цефалопод, то у Nautilus раковина арагонитовая, но аптики кальцитовые. Белемниты образованы волокнами кальцита, но фрагмоконусы арагонитовые.

Образование карбоната кальция связано частью с биохимическими процессами, как это имеет место прежде всего при образовании скелетов организмов, а также в результате жизнедеятельности низших организмов — водорослей и бактерий, частью же углекислый кальций отлагается неорганическим путем: в виде ктипеита и может быть тонкого ила кальцита или арагонита, превращающегося в кальцит.

Доломит, сидерит. Углекислые соли магнезии и железа играют в осадочных породах иную роль, чем углекислая известь. Их образование главным образом связано с реакцией обменного разложения первоначально выпавшего известкового вещества. В некоторых случаях образования доломита этот процесс происходит еще в осадке на дне бассейна, до превращения этого осадка в горную породу. Это так называемый первичный доломит. В других случаях доломитизация имела место уже в твердой породе — вторичный доломит. Сидерит образуется преимущественно метасоматическим путем, отлагаясь на месте известкового вещества, но иногда также он замещает железорудные хлориты; свойственная последним оолитовая структура при этом обычно исчезает. Эпигенетический сидерит отлагается также в виде конкреций преимущественно в глинистых породах (сферосидерит). В более или менее доломитизированных известняках кристаллы доломита, которые замещают кальцит, обыкновенно обладают идиоморфными очертаниями, в некоторых случаях обнаруживается зональное строение. По этому идиоморфизму их легко отличать от зерен кальцита, но в доломитах иногда наблюдаем зернистую структуру такую же, как в кристаллических зернистых известняках, а с другой стороны в некоторых породах кальцит встречается в ромбоэдрических кристаллах. Поэтому нередко необходимо для различия доломита и кальцита в шлифах применять микрохимические реакции. Сидерит довольно легко при окислении превращается в окислы железа и в этом случае без труда отличается от других карбонатов.

«Глинистые» минералы и вторичные слюды. Минералы этой группы имеют главное распространение в глинах и глинистых сланцах. Это как известно обширная группа, распадающаяся на подгруппы, из которых важнейшими являются: 1) каолин, 2) аллофаноиды и аллофаны. Каолин теоретического состава $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ отнюдь не всегда встречается, как главная основная часть глины и тем более глинистых сланцев. Каолинизация в тесном смысле слова — своеобразный процесс разложения, и накопления чистого каолина сравнительно редки. Пла-

стические глины нередко представляют тонкоизмельченную смесь кварца, белой слюды (серицит) и иногда полевого шпата. Свойство пластичности связано не с химическим составом, а с физическим состоянием, главным образом степенью дисперсности материала. Оно начинает проявляться уже при измельчении вещества до 5 μ ., но особенно отчетливо пластичность проявляется, когда размеры частиц не превосходят 1—2 μ . В большинстве случаев все же примесь большего или меньшего количества каолина, других глинистых минералов и каолиноподобных коллоидов (аллофаны и аллофаноиды) в глинистых породах имеет место. Довольно распространенным является также повидимому пиррофиллит.

Группа «глинистых» минералов обнимает водные алюмосиликаты (свободные алюмоокислоты по Вернадскому) и их название может быть присвоено им не по преобладанию их в глине, но по тому, что нахождение их в этих породах особенно типично.

Среди «глинистых» минералов можно различать вместе с Лакруа и Кайе две группы:

1) Кристаллические глинистые минералы, к числу которых эти авторы относят каолинит $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (включая сюда и леверрьерит), галлуазит $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и монтмориллонит $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

2) Аморфные глинистые минералы, к которым относятся аллофан $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, коллирит $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

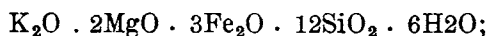
Благодаря тонкости частиц различить минералы группы глин не легко даже в рыхлых породах, где их отдельные частицы могут быть разъединены. Обычно для диагноза пользуются различием в показателе преломления, который для каолинита (1,561—1,567) заметно выше, чем для галлуазита, монтмориллонита и аморфных разновидностей (от 1,40 до 1,555). Леверрьерит, который некоторые выделяют из группы каолина, обладает показателем преломления близким к тому, что у каолина (немного ниже все-таки), но более высоким двупреломлением (до 0,030). Коллоидные глинистые минералы могут содержать в составе примесь коллоидного кремнезема и их различие в особенности не надежно.

Надо заметить, что глинистые минералы отнюдь не составляют всю массу или даже главную массу глин и глинистых сланцев. Эти породы, как было сказано, в значительной части состоят из неразложенного алюмосиликатного материала. Кроме того, состав глин и глинистых сланцев отличается непостоянством благодаря разным примесям других минералов, как: окислы железа, кварц и водные окислы кремния, карбонаты и т. д. Это является естественным следствием того, что «глинистые» минералы представляют по преимуществу минералы остаточные, возникшие вследствие разложения алюмосиликатов.

Характерными минералами глинистых сланцев, подвергшихся диагенетическим и метаморфическим изменениям, являются серицитовая слюда и другие представители вероятно гидрослюд, т. е. белых слюд, более богатых водой, чем нормальный мусковит. Они встречаются в виде тонких чешуек, расположенных параллельно сланцеватости. Такие чешуйки являются, вероятно, новообразованиями в сланцах. В филлитах они уже очевидно являются главной составной частью, но и в глинистых сланцах, судя по значительному содержанию в них щелочей, слюды в тонкораздробленном состоянии должны представлять существенный минерал.

Феррисиликаты. Для осадочных пород характерны некоторые феррисиликаты. Хлоритовые минералы являются прежде всего в числе обломочного материала, происходя как продукты разложения фемических минералов изверженных и метаморфических пород. Минералы этой группы возникают также повидимому и при диагенетических процессах подобно слюдам. Интересной и практически важной формой минералов хлоритового типа является нахождение феррисиликатов железа в виде оолитов, образовавшихся повидимому как химические осадки (шамуазит, тюрингит, бавалит). Состав этих хлоритовых минералов, которым можно дать общее название железорудных хлоритов, довольно сложный. Они содержат 12—25% SiO_2 , 8—25% Al_2O_3 и от 40—75% окислов железа; часть закиси может быть замещена MgO ; очень характерна форма нахождения в виде оолитов, но иногда эти минералы, напр. в цементе оолитов, образуют спутано чешуйчатые агрегаты, и в отдельных их чешуйках можно установить оптические константы, сближающие их с хлоритами.

Другим важным феррисиликатом осадочных пород является глауконит — феррисиликат, еще довольно мало изученный, содержащий в своем составе K_2O и MgO . Его наиболее вероятная формула



часть Fe_2O_3 может замещаться Al_2O_3 , отчего ослабевает окраска, понижается преломление и двупреломление (глауконит — минерал двусный, отрицательный, с малым $2V$). Глауконит представляет минерал морского происхождения, образующийся и в современных осадках. Его больше всего в зеленых глинах и песках, в меньшем количестве встречается в голье иле. Из горных пород мы находим его в глауконитовых песчаниках, известняках и мергелях, начиная с кембрийского времени и поныне. Каждое зерно глауконита является в сущности агрегатом недеформированных с различной в разных случаях структурой. Как указывает такие типы: А) однородный глауконит, В) глауконит со спайностью, С) зернистый глауконит, в котором зерна распадаются на более мелкие зернышки, D) радиально волокнистый; Е) глобулярный, из мелких шарообразных телец, F) глауконит в форме пигмента, пропитывающий породу, G) глауконит, замещающий другие минералы, Н) глауконит, выполняющий трещинки. Глауконит развивается иногда, замещая кальцит, опал (спикуль губок), инкрустирует зерна кварца, развивается по спайным трещинкам полевых шпатов, эпигенизирует повидимому цветные минералы, выполняет полости скелетов микроорганизмов. Таким образом формы его нахождения разнообразны, окраска тоже непостоянна и иногда неодинакова в одном зерне. Сопоставление главных признаков различия глауконита и похожих на него железорудных хлоритов Кайе дает в виде такой таблички:

Железорудные хлориты.	Глауконит.
Минералы существенно чешуйчатые.	Минерал в зернах.
Перекрывающие и спутанные чешуйки.	Кринокристаллическая структура.
Распространена оолитовая структура.	Оолиты не известны.
Замещения кремнистых организмов неясны.	Очень часты.
Никогда не выполняет камер фораминифер.	Выполняет не очень часто.
Часто замещает членики морских лилий.	Очень редок в таком виде.
При разложении образуется преобладающее гематит, также лимонит и пирит.	Единственный продукт разложения лимонит.
Хорошо растворимы при нагревании.	Мало поддается действию соляной кислоты при нагревании.

Очень частое нахождение глауконита в связи с органическими остатками уже давно обратило на себя внимание.

Кроме железорудных хлоритов и глауконита, в осадочных породах встречается довольно распространенный феррисиликат нонтронит



относящийся к группе каолина. Его зеленые чешуйки нередко встречаются при микроскопическом исследовании глин и глинистых сланцев. Они похожи на хлорит.

Сульфиды железа: **пирит, марказит, мельниковит, гидротроилит.** Двусернистое железо является довольно распространенным в осадочных породах минералом как в форме пирита, так и марказита; кроме того, в новейших осадках это соединение встречается в виде геля — мельниковита. Наиболее устойчивым является пирит, в который переходят в конце концов другие модификации.

Распространенная форма нахождения пирита конкреции в глинах и глинистых сланцах, нередко с радиально лучистым строением. Форма и размеры их разнообразны. Иногда пирит встречается в оолитоподобных образованиях, а также образует псевдоморфозы по органическим остаткам.

Марказит также образует конкреции и псевдоморфозы. Когда нет ясных кристаллов, различить пирит и марказит не легко, тем более, что марказит легко превращается в пирит. Кроме стяжений, пирит встречается в виде импрегнации отдельных кристаллов, особенно в некоторых сланцах. Наконец двусернистое железо в тонко рассеянном виде обуславливает голубоватую окраску илов. Повидимому первоначальной формой выпадения двусернистого железа в осадках является аморфная модификация — мельниковит, впервые открытый в миоценовых глинах в Самарской губ. или может быть гидротроилит — гидрат односернистого железа. Эти соединения выпадают или в рассеянном виде, или образуя отложения. Уже на ранней стадии диагенетических процессов происходят превращения в марказит и пирит. Возникновение тех форм, в которых мы находим в горных породах пирит и марказит, вероятно главным образом связано диагенетическими процессами.

Лимонит и другие окислы железа. *Лимонит* является как известно самым распространенным минералом, в виде которого железо концентрируется вблизи дневной поверхности. В значительных количествах он образуется при самом процессе отложения в озерных рудах. Гораздо чаще лимонит возникает, как эпигенетический минерал, при разложении железистых минералов (силикатов, пирита, сидерита), а также отлагается из растворов, цементируя обломочный материал, пропитывая тонкие пористые осадки и образуя стяжения. Очень обычны также замещения карбонатов лимонитом. Гетит возникает как вторичный минерал из лимонита.

Гематит в осадочных породах изредка встречается в кристаллическом виде (железный блеск), как обломочный аллогеновый минерал, иногда как продукт окисления обломочного магнетита (мартит). Несравненно чаще он образуется путем дегидратизации лимонита и в некоторых случаях непосредственно при разложении железистых минералов, напр. при лагеритовом выветривании; таким же путем образуется турсит. Магнетит является минералом, поддающимся разложению агентами,

действующими на земной поверхности, и он главным образом встречается в осадочных породах как минерал обломочный. Указывают однако случаи вторичного образования магнетита в осадочных породах, иногда в виде мелких, хорошо образованных кристалликов. Вторичный магнетит обычно является продуктом разложения силикатов (напр. железнорудных хлоритов), но изредка развивается в цветных составных частях породы.

Рутил, фосфаты. В изверженных горных породах почти всегда присутствуют в незначительном количестве титановые минералы и апатит. В осадочных породах элементы этих минералов встречаются в нескольких формах: титановая кислота выделяется преимущественно в виде свободном, в форме рутила, обычно в тончайших иголочках, очень характерных для глинистых сланцев; кроме того рутил конечно может встречаться и как обломочный материал.

Вместо апатита мы встречаем часто и другие фосфаты кальция или в аморфном виде (колофанит, курскит,) или в кристаллическом (подолит, стафелит и др.). Фосфатовые минералы многочисленны и мы не будем на них здесь останавливаться. С точки зрения формы нахождения фосфатов в породах можно различать такие формы: а) обломочный апатит, попавший в породу при разрушении тех первичных пород, где он присутствовал, как первичный минерал, это редкий случай, так как благодаря своей механической и химической непрочности, первичный апатит легко исчезает, б) обломки костей и других твердых остатков организмов, обнаруживающие характерную структуру, в) зерна весьма разнообразные, округлые или неправильные, обыкновенно небольшой величины (в булавочную головку), д) как вещество, цементирующее обломки минерала, е) в виде гнездообразных скоплений, начиная от микроскопических, частью замещающих вещество вмещающей породы, ф) копролиты, г) фосфоритовые конкреции — «самород» часто с зональной структурой, крайне разнообразного цвета, иногда с фарфоровидным изломом, h) в рассеянном в породе виде.

Полевые шпаты. В породах изверженных и глубоко измененных метаморфических, как мы знаем, полевые шпаты являются преобладающими минералами. В осадочных породах наоборот полевой шпат является минералом аксессуарным или редким. Он разрушается гораздо быстрее кварца. Уже в песках, происшедших от разрушения гранита, относительное количество его быстро падает. В одном из таких случаев, который был подробнее исследован, Мэки нашел всего 18% полевого шпата, вместо 75%, которые ему принадлежат в гранитах. Аркозы, происшедшие путем разрушения гранитов, гораздо богаче кварцем, чем граниты.

В этих случаях, как и в песчаниках и других кластических породах, полевой шпат аллогеновый, кластический. Он здесь в обломках, более или менее окатанных спайных осколках, и почти всегда более или менее сильно разложен и помутнел, чем ясно отличается от кварца. Чаше других в таком виде встречаются более прочные по отношению к химическому выветриванию полевые шпаты: альбит, микроклин, ортоклаз и редко основные плагиоклазы.

Кроме такого аллогенового полевого шпата, в осадочных породах, особенно известняках и доломитах, встречается вторичный аутигеновый полевой шпат. Он присутствует в мелких, хорошо образованных но бедных гранями кристалликах в небольшом количестве, и чтобы

обнаружить присутствие такого полевого шпата, приходится прибегать к исследованию нерастворимого остатка. Уже поэтому его труднее встретить в нерастворимых породах, хотя в аркозах напр. изредка наблюдаются случаи нарастаний на первичных зернах микроклина вторичной его каймы. В известняках встречены микролин, ортоклаз, иногда натровый, и альбит.

Прочие акцессорные минералы обломочных пород могут быть разделены на три группы: одни из них являлись акцессорными или случайными минералами первичных изверженных и метаморфических пород, присутствовавшими там в виде мелких кристалликов, прочных, трудно поддающихся выветриванию: они почти в таком же виде переходят и в осадочные породы, именно в тяжелую фракцию, таковы: циркон, брукит, анатаз, частью турмалин; другая группа объединяет минералы редкие и прочные, но бывшие первоначально в крупных зернах; они, измельчаясь, утрачивают свою форму и переходят в осадочную породу в более или менее окатанных зернах: гранат, кианит, ставролит, часто турмалин и т. п.; третья группа обнимает более распространенные, но менее прочные минералы: слюды, хлориты, амфиболы и пироксены. Они имеют второстепенное значение. Отметим лишь, что облик их зерен нередко заметно отличается от того, что мы привыкли видеть в изверженных породах, и нужен некоторый навык, чтобы узнавать эти обычные минералы.

Минералы химических осадков, представляющие соли сильных кислот (хлориды и сульфаты), разнообразны. Главнейшие из них: каменная соль — NaCl ; сильвин — KCl ; карналлит — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; кизерит $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$; полигалит $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; каинит — $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; ангидрит — CaSO_4 ; гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В разных соляных месторождениях список минералов различен. Очень прост состав наших Соликамских залежей, где найдены пока только галит, сильвин, карналлит, ангидрит и гипс, и как примеси, гематит, глинистые частицы, кварц и пузырьки газов. Кроме того в некоторых случаях в озерах отлагаются нитраты, бораты, карбонаты щелочей. Из перечисленных солей гипс и ангидрит обладают настолько небольшой растворимостью, что выступают на дневную поверхность в виде сравнительно прочных горных пород. Эти два минерала довольно легко превращаются один в другой по уравнению $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Достаточно сравнительно небольших глубин погружения гипса в толщу земной коры, чтобы произошла дегидратизация и превращение в ангидрит; наоборот на дневной поверхности ангидрит легко превращается в гипс. Превращение ангидрита в гипс сопровождается как известно расширением.

Углистое вещество и битумы. Органическое вещество растительное или животное, попадающее в осадки при их отложении, служит материалом для того углистого и битуминозного вещества, примешанного к минеральным составным частям, которое является исключительной особенностью пород осадочного происхождения. Некоторые органические вещества, напр. хитин обладают большой прочностью и долго сохраняются в породах; другие скоро разлагаются и превращаются в углистый пигмент или битумы. Последние легко перемещаются в породах, и их распределение в породе часто сильно отличается от того, каким оно было при отложении осадка. Подвижные углеродистые соединения, обогащаясь

углеродом и переходя в углистое вещество, также иногда оказываются распределенными иначе, чем это можно ожидать, исходя из первичных особенностей отложения.

Распознавание углистого вещества в шлифах горных пород, когда оно тонко рассеяно, представляет очень большие трудности. Оно выглядит как черная непрозрачная пыль, иногда стягивающаяся в бесформенные скопления и полоски. Настоящими битумами считают те, которые извлекаются бензолом. В шлифах битумы представляются темным бурым пигментом, обычно неравномерно и без резких границ пропитывающим породу.

Заключительные замечания. В породах осадочных, с точки зрения генетической мы, как сказано, можем различать такие группы минералов: 1) минералы реликтовые, сохранившиеся при разрушении той породы, из материала которой произошла данная осадочная порода; 2) продукты разложения первичных минералов; 3) новообразования, выпадающие из растворов.

К числу реликтовых минералов, как мы уже упоминали, относятся наиболее прочные минералы изверженных и метаморфических пород.

Продукты разложения могут быть разделены на такие четыре группы:

1. Группа минералов глин (каолин, галлузит и т. д.).	}	Характерны для глинистых пород.
2. Группа слюды и хлорита.		
3. Группа гидратов глинозема (боксит, гиббсит и т. д.).	}	Характерны для латеритовых образований.
4. Группа гидратов окиси железа (лимонит и т. д.).		

Новообразования главным образом представлены водным и частью безводным (халцедон) кремнеземом, различными минералами, характерными для химических осадков, и карбонатами.

Схема истории разложения минералов и новообразований представлена Холмсом в виде таблицы (стр. 20).

III. ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ.

Разделение по вещественному составу. Чрезвычайно важною составною частью осадочных пород являются органические остатки. В петрографии не место для подробного их описания; это дело палеонтологии, но для петрографа необходимо уметь различать эти остатки, поскольку они являются теми составными частями, из которых сложена горная порода.

Остатки организмов в горных породах мы встречаем или в целом виде, или в обломках. Многие крупные организмы можно видеть только в обломках, тогда как мелкие, особенно микроскопические, встречаются почти всегда целыми; бывают случаи, где главная масса породы представляет накопление остатков ископаемых организмов.

Разрушение органических остатков и превращение их в обломки происходит различными путем. В прибрежной зоне распространено механическое измельчение при самом образовании осадка. Раздробление органических остатков иногда происходит при динамометаморфизме. Они распадаются при разрушении органического вещества, их связывающего; превращение арагонита в кальцит тоже может вызвать механическое раздробление; явления растворения, происходящие во

время отложения осадка или после, ведут к тому же и наконец разрушение органических остатков иногда происходит вследствие частичного метасоматического замещения их другим веществом.

Прежде всего органические остатки в горных породах представляют те твердые части организмов, которые во время их жизни составляли скелет (или часть его) или их раковину. Но иногда бывает, что некоторые минеральные вещества (кремнезем, фосфорнокислая известь, окись железа, разнообразные минералы) отлагаются на месте мягких частей организмов и тем самым сохраняют их форму.

Минералы первоначальной породы	Продукты выветривания			
Первичный минерал	Аутигенный продукт выветривания	Аллогенный вторичный минерал	Вещества, перешедшие в раствор	Минералы, выпадающие из получаемого раствора
Кварц	—	—	SiO_2	Опал халцедон кварц
Мусковит	Серицит	Серицит	$\text{SiO}_2, \text{K}_2\text{CO}_3$	—
Ортоклаз (лейцит)	Серицит Каолин	Глинистые минералы и гидраты глинозема	$\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{CO}_3$	Глауконит минералы солевых отложений
Альбит (нефелин)	Парагонит цеолиты каолин	То же	—	—
Анортит	Эпидот	То же	$\text{SiO}_2, \text{CaCO}_3$	Арагонит кальцит
Биотит	Хлорит	То же + лимонит и хлорит	—	Глауконит
Авгит	Роговая обманка хлорит	То же	SiO_2 MgCO_3 CaCO_3 FeCO_3	Доломит Кальцит Сидерит (лимонит)
Роговая обманка	Хлорит	То же	—	—
Ромбические пироксены и оливин	Змеевик таляк окислы железа	Лимонит и минералы хлорит-серпентиновой группы	$\text{SiO}_2, \text{MgCO}_3$ FeCO_3	Сидерит, а при окислении лимонит
Магнетит	—	Лимонит	—	—
Ильменит	Лейкоксен рутил	Лейкоксен рутил анатаз лимонит	—	—
Перит	—	Лимонит	FeSO_4	Гипс Марказит пирит
Апатит	—	—	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	Фосфорит

Петрографическое изучение органических остатков должно касаться вещества их составляющего, структуры этого вещества и в случае мелких организмов, накопление которых характеризует структуру самой горной породы, отчасти и их формы.

Вещество органических остатков с точки зрения петрографии является самой главной их особенностью. Соответственно с этим различаем:

- 1) органические остатки кремнистые,
- 2) органические остатки известковые (и частью магнезиальные);
- 3) органические остатки фосфатные;
- 4) остатки организмов, когда следы их, доходящие до нас, не содержат какой-нибудь характерной минеральной составной части.

В следующем описании приведены только главнейшие примеры органических остатков, важных с петрографической точки зрения.

А. КРЕМНИСТЫЕ ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ.

Они представлены в осадочных породах скелетами диатомовых водорослей, скелетами радиолярий и спикулами губок.

Диатомовые водоросли. Части скелетов диатомовых представляют как бы капсулы из тонкой кремнистой решетки. Кремнезем представлен опалом.

Эти капсулы или чашечки различных форм: круглые, треугольные, веретенообразные; некоторые вкладываются одна в другую, как коробка с крышкой. Диатомовые водоросли — организмы морские или пресноводные и являются главной и характерной составной частью рыхлых горных пород, известных под именем трепелов. Белый порошок, который находится внутри некоторых меловых кремней, иногда тоже содержит диатомей. Диатомовые распространены в современных отложениях на всех широтах. Они живут как в море, так и в водах солоноватых и пресных.

Радиолярии. Это, как известно, морские животные, состоящие из протоплазматической массы, образующей одноклеточное существо.

Внутри протоплазматической массы развивается скелет, образованный в большинстве случаев из кремнистой решетки, но иногда ограничивающийся иглами (рис. 2). Вещество скелета представляет опал, но в древних осадках этот опал радиолярий является по Лаппарону всегда превращенным в железистый алюмосиликат хлоритового характера. Иногда также скелет превращается в гематит. Скелеты радиолярий отличаются правильной формой, большей частью шарообразной. Размеры — до 0,1 мм и часто меньше. Лаппаран отрицает случаи превращения скелета радиолярий в халцедон. В некоторых палеозойских кремнистых породах, фтанитах, существенно состоящих из халцедона, находят иногда в большом количестве радиолярий и можно наблюдать, что кристаллический халцедон выполняет

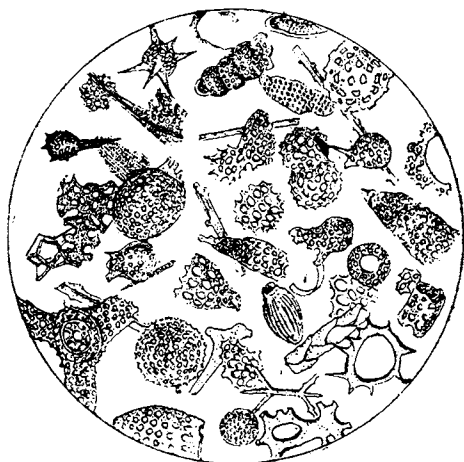


Рис. 2. Радиоляриевый ил. По Муррею и Филиппи. Увелич. в 200 раз.

скелеты. Тщательное наблюдение, как указывает Лаппаран, показывает, что этот халцедон кристаллизуется лишь в пустоте скелета, который сам по себе превращается всегда в хлорит.

При замещении кремнезема скелета хлоритовым минералом или окисью железа эти последние сохраняют первоначальное строение скелета (рис. 3). Кроме того бывают псевдоморфозы по скелету радиолярий кальцитовые и другие.

Спикули губок. Кремнистые спикулы губок—2-х сортов: одни относительно большего размера образуют скелет собственно губки, их называют «мегасклерами», другие очень маленькие, так называемые «микросклеры», свободно заключены в теле губок. Спикуля есть небольшая палочка прямая или изогнутая, простая или ветвистая, вещество которой

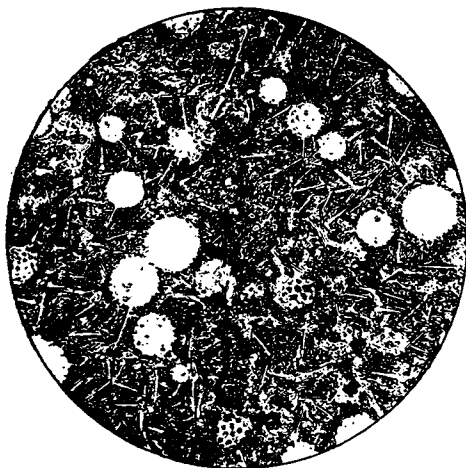


Рис. 3. Радиоляриевая яшма. Видны круглые центральные разрезы групп радиоларий, заполненных халцедоном; периферические разрезы обнаруживают сетчатое строение; тонкие иглы, большей частью обломанные. Увелич. в 35 раз. Южный Урал, восточный склон.

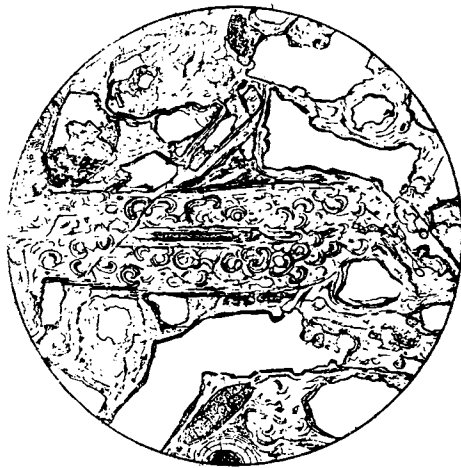


Рис. 4. Спонголит. Опаловые спикулы губок обнаруживают образование серпо-видных полостей (fasculae); виден центральный канал. Увелич. в 100 раз. Кубанский нефтеносный район. Северный Кавказ.

первоначально состоит из опала, вместе с небольшим количеством органического вещества. По длине спикулы проходит тонкий канал, так называемый осевой канал, заполненный органическим веществом в живых губках. Фоссилизация более или менее изменяет первоначальные свойства спикул. Прозрачное опаловое вещество, их образующее, при этом мутнеет. Одно из первых изменений состоит в появлении в теле опаловой спикулы многочисленных маленьких полостей (fasculae — «маленькие факелы»), разрез которых имеет форму дуги или полумесяца. Такой рисунок строения можно видеть при больших увеличениях (рис. 4). Очень часто спикулы замещаются халцедоном с характерной для него волокнистой структурой. Измененные спикулы обнаруживают в большинстве случаев кроме того расширение их осевого канала, иногда очень значительное.

В осевом канале отлагается глауконит и в некоторых случаях этот мине-

рал даже совершенно замещает всю спикулю. В некоторых древних осадках иногда спикули замещаются хлоритовым минералом. Бывает также, что кремневые спикули полностью или частично замещены кальцитом. Кальцит может или образовать псевдоморфозу по спикуле, или, кристаллизуясь далее в массу окружающей горной породы, поглотить спикули так, что от них остаются только одни следы очертаний. В замещенных халцедоном или кальцитом спикулях поперечные разрезы часто обнаруживают радиально лучистое строение; в продольных разрезах видно поперечное расположение волокон, образующих спикулю. Спикули губок играют важную роль в составе некоторых осадочных пород.

В. ОРГАНИЗМЫ ИЗВЕСТКОВЫЕ И МАГНЕЗИАЛЬНО-ИЗВЕСТКОВЫЕ.

Скелеты этих организмов состоят из карбоната извести, но некоторые содержат также примесь карбоната магнезии. Содержание магнезии всегда далеко ниже того, которое отвечает доломиту. Сначала мы коснемся водорослей, а затем перейдем к остаткам животных.

Известковые водоросли. *Жгутиковые водоросли или флагеллаты.* Их остатки представлены в осадочных горных породах рабдолитами и кокколитами. Первые—очень мелкие органические образования, имеющие форму небольшой булавки, соединенной острым концом с плоским диском. Все вместе напоминает по форме запонку, которой пристегивается воротник; размеры всего до нескольких микронов. Они имеют канал во всю их длину и состоят из углекислой извести; их структура волокнистая, волокна расходятся от канала. Кокколиты имеют форму просверленного в центре диска, с одним или двумя отверстиями; они представляются иногда полукругом или эллиптической формы. Структура тоже волокнистая. Их причисляли то к животным, то к растениям. Некоторые осадки переполнены ими.

Флоридеи. Известковые водоросли семейства флоридей образованы многоклетчатой тканью, свободной или прикрепленной. Для них характерны прямоугольные сечения большей части ячеек.

Представители *Lithothamnion* и *Lithophyllum* различаются формой и расположением их ячеек (рис. 5). Это морские водоросли, живущие на незначительной глубине. Некоторые из них содержат в своем составе магнезию. В шлифе образующее их вещество представляется мутным желтовато-серым благодаря большой тонкости кристаллических частиц, их составляющих.

Харацеи (*Characeae*) — пресноводные водоросли; они образуют стебли с ветвями и разветвлениями, которые окружаются у рода *Chara* оболочкой из корковых клеточек с круглым сечением; в узлах ветвей развиваются плоды (оогонии). Клеточные оболочки растения в известный период обизвествляются и в таком виде сохраняются в породах. Для остатков харацей характерным являются округлые разрезы плодов, а также поперечные разрезы стеблей. Часто бывает, что внешняя часть корковых



Рис. 5. *Lithothamnion*. Увелич. в 50 раз (по Кайе).

клеточек на последних сорвана, тогда в сечении видны эллипс или круг, окаймленный небольшими выростами. Разрезы плодов имеют вид кольцеобразного образования, сложенного из ряда прилегающих ячеек; изредка в продольных разрезах видно отверстие, ведущее во внутреннюю полость. В палеозойских отложениях встречаются близкие к *Chara* трохилиски. Их остатки — сфероидальные образования размером 0,5—1 мм, украшенные ребрами и бугорками. В разрезах видно концентрическое строение скорлупы, украшенной небольшими выростками. *Siphonaeae* — зеленые водоросли в форме трубочек, которые инкрустируются известью и в таком виде нередко находятся в осадочных породах. Различают роды *Diplogora* и *Gyrogorella*. В первом многочисленные поры пробуравливают там и сям перегородку, во втором они оканчиваются слепым мешком, не достигая наружной поверхности.

В некоторых случаях *Siphonaeae* окремневают. Названные роды образуют трубочки диаметром до 1 и даже нескольких мм.

Обволакивающие и сверлящие водоросли. Помимо перечисленных известковых растительных организмов Кайе и др. указывают на существование еще целого класса следов таких микроскопических организмов, которые играют в образовании осадочных пород важную роль и лишь гипотетически могут быть отнесены к водорослям.



Рис. 6. Сверлящие водоросли. Увелич. прибл. в 30 раз (по Кайе).

Их форма очень проста: это микроскопические, очень тонкие трубочки или каналцы, толщиной 2—5 μ , прямые или извилистые. Эти трубочки встречаются в двух различных формах: или их можно видеть внутри органических обломков или кусочков известняка, или они только прилегают с наружной стороны к этим обломкам или этим кусочкам, иногда даже облекая их со всех сторон. Таким образом они разделяются на два типа: сверлящие и облекающие. Возникновение таких трубчатых образований приписывают водорослям и различают: 1) «перфорирующие» или «сверлящие» водоросли и 2) водоросли «обволакивающие».

Сверлящие водоросли. Следы сверлящих водорослей, как только что сказано, представляют как бы тонкие каналцы, проходящие в окатанных обломках различных ракушек (рис. 6). Они бывают двух родов. В одних случаях они прямые, очень тонкие и просверливают раковину, напр. раковину моллюска, во всех направлениях и, встречаясь, образуют переплетающиеся разветвления. Просверливая раковину, сверлящие водоросли удаляют известковое вещество. Пробуравленные места часто наполнены окисью железа, которая резко обрисовывает их очертания. Они часто проходят насквозь раковины. Это чрезвычайно тонкие нитевидные образования, толщина которых измеряется несколькими микронами.

В других случаях трубчатые следы водорослей извилисты и часто как бы смотаны в клубок. Водоросли охватывают периферию обломка раковины и их остатки образуют пустые трубочки, или трубочки, заполненные мелкими зернышками кальцита. Сверлящие водоросли проникают в обломки снаружи. Их каналцы более обильны и образуют более густую сеть с периферии.

Во многих известковых осадочных породах можно видеть маленькие окатанные гальки, состоящие из обломков призматического слоя раковины моллюска, первоначальное строение которого сохранилось в центре гальки. Главная же масса, начиная с краев, замещена мутным скоплением мельчайших зернышек кальцита, от которого в центральную часть проникают, как отростки, тонкие каналцы, извилистые и искривленные. Иногда обломок раковины захвачен таким превращением целиком и в нем уже нельзя распознать первоначальной структуры; видна только мутная масса, состоящая из агрегата мельчайших зернышек кальцита. Эти превращения приписывают тоже мелким одноклеточным водорослям, проникающим в различные известковые органические остатки. Они перерабатывают вещество этих органических остатков независимо от того, будут ли они из кальцита или арагонита. Обломок раковины гастроподы, как замечает Лаппаран, так же хорошо подвергается их переработке, как и обломок раковины пластинчатожабберного, однако призматические слои такого типа, как у *Inoceramus* не подвергаются их воздействию. Они не развиваются, по Кайе, также в члениках лилий. Эти мелкие водоросли захватывают переработкой также и раковинки фораминифер как с гнапловой оболочкой, так и с оболочкой молочно-белого вида, но они не действуют на зернистые, вещество которых повидимому одинаково с вырабатываемым этими водорослями за счет проникаемых ими организмов. Вследствие такой выработки кальцита за счет углекислой известной органического остатка, иногда скелеты организмов, состоявшие первоначально из арагонита, могут легче сохранять свои формы после обработки водорослями. Даже в значительно перекристаллизованных известняках кальцит, выработанный водорослями, не перекристаллизовывается, тогда как арагонит при этом изменился бы в кристаллы кальцита, не отличимые от образующих массу породы.



Рис. 7. *Girvanella* в железистом оолите. Увелич. в 30 раз (по Кайе).

Облекающие водоросли, как указано, прилегают снаружи к поверхности органических обломков. Их следы сохраняются благодаря тому, что на них отлагается сверху различное вещество, которое образует на них как бы футляр. После исчезновения органического вещества водоросли в образовавшейся полости кристаллизуется кальцит, причем его волокна часто правильно ориентированы относительно стенок канала, отчего получается характерная волокнистая структура всего остатка. Облекающие водоросли известны давно и первыми, описавшими их, были Никольсон и Этеридж. Они дали им название *Girvanella*, встретив такие следы организмов в силурийском известняке, в округе *Girwan* (Ayrshire). Они указывают песчаный состав их стенок. Wethered изучал более детально эти следы организмов и показал, что они образуют иногда настоящие корки вокруг известковых обломков. Он им приписывал существенную роль в осаждении карбоната известной чешуек, слагающих оолиты. Существуют железистые оолиты, которые пронизываются повидимому сверлящими водорослями, похожими по внешнему виду на *Girvanella*-ы, описанные Wethered'ом (рис. 7). Поэтому иногда назва-

ние *Girwanella* распространяется и на эти сверлящие водоросли. Несомненно, что *Girwanella*, впервые описанная Никольсоном и Этериджем, судя по наличию песчаного влагалища, была облекающей водорослью или вообще облекающим организмом.

Поэтому по мнению Лаппарана лучше не употреблять для сверлящих организмов название *Girwanella* и обозначать их просто под названием сверлящих или перфорирующих водорослей, противопоставляя их таким образом тем, которым и было впервые дано название *Girwanella*. Трубочки *Girwanella* толще, чем нити перфорирующих водорослей (именно около 20 μ).

Фораминиферы. Это—морские животные организмы, повидимому большей частью одноклеточные. Протоплазменная масса, которая образует их клетку, живет в одной камере или распределяется в нескольких, соединенных между собой камерах. Такая камера, или группа камер, образует раковину или скорлупу фораминиферы. В многокамерных фораминиферах камеры присоединяются одна к другой по мере того, как развивается протоплазменная масса. Существуют современные фораминиферы, раковина которых состоит из хитина, но большинство фораминифер и в том числе все ископаемые фораминиферы имеют раковину из неорганического вещества. Их можно прежде всего подразделить по составу их раковины. В состав всякой раковины фораминифер, кроме хитиновых, входит за редкими исключениями некоторое количество извести, почему их и рассматривают вместе с другими известковыми организмами. Большинство их имеет скелет целиком известковый, причем карбонат извести, образующий раковины фораминифер, имеет различный вид, что позволяет разделять их на несколько групп.

Однако некоторые фораминиферы пользуются для построения скелета и чуждым для них обломочным материалом разного рода. Такие раковины называют агглютинированными (*Agglutinantia*). Если материал, входящий в строение скорлупы, представляет зерна кварцевого песка, то говорят, что оболочка песчаная. Цемент, соединяющий песчинки, представляет углекислую известь, но ее количество бывает очень невелико сравнительно с объемом входящего в состав раковин песка. В некоторых случаях песчинки соединены кремнеземом или окисью железа. Трудно сказать, являются ли эти вещества первичными или они заместили здесь известковое вещество.

Часто находятся в осадочных породах фораминиферы, скорлупа которых составлена агрегатом мельчайших зернышек углекислой извести. Эти фораминиферы с так называемой зернистой скорлупой узнаются очень легко в шлифах, благодаря их виду.

Скорлупа песчаных фораминифер состоит хотя бы частично из постороннего материала, независимого от их жизнедеятельности. Трудно по мнению Лаппарана судить о том, так ли обстоит дело и с зернистыми известковыми фораминиферами.

Что касается вещества скорлупы других фораминифер, то она несомненно обязана своим происхождением жизнедеятельности самих фораминифер. Это вещество исключительно известковое и обнаруживает в шлифах два вида. В первом случае известковое вещество представляется как бы образованным из непрерывных слоев карбоната извести с прямым погасанием в скрещенных николях. В шлифах эти скорлупы в большинстве случаев прозрачны, почему их вещество называют «гиалиновым» («стекловатым»). В некоторых случаях вещество скорлупы в проходящем

свете кажется буроватым и обнаруживает заметный плеохроизм; в других — известковые слои, которые образуют перегородки камер, разбиваются на целую серию продольных, прямо гаснущих волокон, указывая на начавшуюся перекристаллизацию. По внешнему виду, без анализатора, вещество скорлуп фораминифер «с гиалиновой оболочкой» напоминает ктипеит в оолитах. Во втором случае разрезы скорлуп фораминифер в шлифах почти не прозрачны. Рассматриваемые в отраженном свете разрезы имеют молочную окраску. Такие фораминиферы называют фораминиферами с молочно-белой скорлупой. Под микроскопом нельзя различить минералогическую природу оболочки и сказать, арагонит ли это или кальцит. Благодаря виду излома скорлупы, фораминиферы этого вида назывались часто под именем «фарфоровых».

Часто бывает, что перегородка фораминифер с гиалиновой оболочкой пробуравливается многими порами, откуда и название их *Perforatae*. Фораминиферы с молочно-белой скорлупой не обладают порами и поэтому называются *Imperforatae*. Таким образом, смотря по веществу оболочки, фораминиферы можно разделить на четыре группы:

1. Фораминиферы с песчаной агглютинированной оболочкой. Раковина образована из различных материалов, по преимуществу из песчинок.

2. Фораминиферы с оболочкой зернистой. Раковина состоит из скопления очень мелких зернышек углекислой извести.

3. Фораминиферы с гиалиновой оболочкой. Раковина из непрерывных слоев карбоната, иногда обнаруживающих кроме того волокнистое строение.

4. Фораминиферы с молочно-белой оболочкой. Раковина из углекислой извести, в шлифе полупрозрачной или непрозрачной, образованной из массы, представляющей аморфной или скрыто-кристаллической.

Что касается формы скорлуп фораминифер, то описание ее составляет предмет палеонтологии и не входит в нашу задачу. Заметим только, что по разрезам большинство их в шлифах легко разбить на два типа, которые можно назвать: 1) тип текстиляридей и 2) тип роталидей (рис. 8). Название текстиляридей происходит от латинского слова *textilis*, что значит «заплетенный»; характерная раковина типа текстиляридей походит на заплетенную косу: она составлена из двух противоположных рядов чередующихся камер. Другой тип раковины у роталидей. Большею частью они состоят из довольно большого количества камер, расположенных одна за другой по оборотам спирали. Камеры располагаются иногда в одной плоскости, иногда в разных; они чередуются, более или менее правильно располагаясь по спирали, иногда наружные камеры более крупны и в некоторых



Рис. 8. Известняк с фораминиферами. Видны два типа скорлупы: тип роталидей в верхнем левом квадранте и тип текстиляридей в средней части изображения. Увелич. в 20 раз. Южный Урал.

типах охватывают внутренние. В примитивных формах, которые нельзя отнести ни к текстиляридеям, ни к роталидеям, камеры просто вытягиваются в ряд и наконец есть однокамерные фораминиферы (напр. сферические скорлупы *Lagena*). Редки типы прикрепляющихся фораминифер.

Изменения в веществе скорлупы фораминифер. В некоторых породах раковины фораминифер обнаруживают изменения своего первоначального состава. Напр. часто бывает, что в кристаллических известняках вещество раковины фораминифер с оболочкой молочного цвета бывает перекристаллизовано. Образуется агрегат из кристаллов кальцита и в шлифах видно, как следы сечений скорлуп фораминифер незаметно переходят в окружающую породу, состоящую из мозаики зерен кальцита. Иногда фораминиферы кремневеют: в некоторых породах Пириней, как указывает Лаппаран, *Orbitalinidae* обычно преобразованы в халцедон. В некоторых случаях вещество оболочки фораминифер испытывает изменения под влиянием тонких перфорирующих водорослей, как это было изложено выше.

Исследование фораминифер в твердых связанных породах может производиться в шлифах. Если даже сечения их не позволяют определить род и вид, то в большинстве случаев микроскопическое исследование под микроскопом позволяет отнести раковину к той или другой группе, характеризующейся типом строения раковины, как структурного элемента породы. Кроме того обычно можно установить, каково вещество оболочки фораминифер, т. е. можем определить, что в породе находятся фораминиферы с зернистой оболочкой, с оболочкой молочного цвета, с гиалиновой или из смеси видов этих разных типов.

Для петрографа важно также отметить порядок размеров раковин фораминифер, который характеризует в известном смысле структуру породы. Большею частью общие размеры раковины измеряются от десятых миллиметра до 2 мм, но в сложных формах (фузулины, швагерини) достигают до нескольких миллиметров и даже сантиметра (до 4 см некоторые нуммулиты).

Кишечнополостные — *Coelenterata* (полипняки, *Tabulata*, гидроидные п.). Как известно кораллы делятся на *Zoontaria* и *Alcyonaria*. Скелет *зоонтарий* состоит из ячеек, открывающихся чашечкой и образованных наружной цилиндрической или призматической (когда ячейки соприкасаются) стенкой. Ячейки разделены радиальными перегородками, соединяющимися иногда еще перемычками (рис. 9). Не останавливаясь на разнообразных видоизменениях этого скелета, рассматриваемых в палеонтологии, отметим некоторые черты структуры. Не подвергшийся изменениям скелет кораллов состоит из последовательно отлагавшихся известковистых слоев. Эти слои образованы фибрами арагонита, группирующимися в пучки, которые в свою очередь сливаются в балочки или трабекулы, а последние, соприкасаясь более или менее плотно, образуют сплошные или пористые перегородки скелета. В шлифах центры пучков фибр и следовательно оси трабекул кажутся несколько более темными, что заметно иногда и в довольно значительно измененных скелетах. Еще Сорби указал, что известковое вещество живых *Zoontaria* состоит из арагонита и образовано сплетением маленьких пластинок, которые имеют волокнистый вид. Так как у всех образований, которые были первоначально из арагонита, вещество их почти всегда превра-

щается в кальцит, то скелет кораллов в горных породах теряет благодаря этому свою тонкую, только-что описанную микроструктуру. *Tabulata* являются вымершими представителями альционарий. Остатки их — иногда очень мелкие образования, которые входят, как существенные составные части, в состав некоторых осадочных пород. Их скелеты представляют узкие ветвистые трубочки. Ячейки такого скелета почти всегда снабжены днищами или потолочками, плоскими или воронкообразными; перегородки встречаются только в зачаточном виде или совсем отсутствуют. Состоя первоначально из арагонита, трубчатые скелеты табулят тоже легко превращаются в кальцит и обычно замещены сравнительно небольшим числом его зерен, которые сохраняют одинаковую ориентировку в направлении удлинения трубочек. Кальцит кристаллизуется также и внутри трубочки, ориентируясь в том же положении, как и неделимые кальцита, образующие перегородку, очертания которой так же, как и очертания потолочков, выделяются в массе зернистого известняка в виде мелких мутных или непрозрачных грануляций (рис. 10).

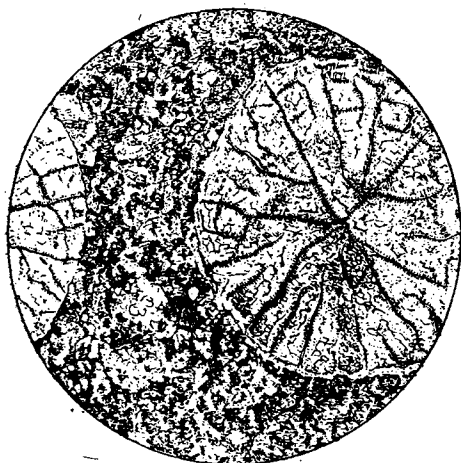


Рис. 9. Кораллы в известняке; поперечный разрез. Увелич. в 10 раз. Южный Урал.

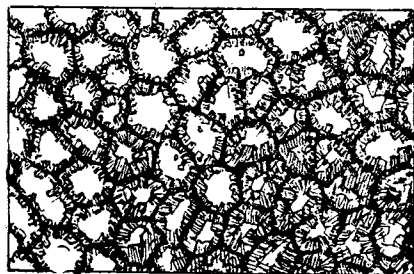


Рис. 10. *Chaetetes radians*; поперечный разрез. Увелич. в 10 раз (по Капе).

Остатки *Hydraria* тоже иногда входят как существенная часть в состав некоторых известняков. Эти образования к сожалению еще мало изучены. Скелеты некоторых из них образованы иногда облекающими посторонние предметы и налегающими одна на другую корками, соединенными столбиками. Это строение характерно для строматопор. Другие имеют древовидную форму с аналогичным строматопорам строением; они характерны для некоторых известняков. Все они представляются образованными очень мелкозернистыми агрегатами углекислой извести. В шлифах поперечные разрезы строматопор имеют вид мелкой решетки с петлями, измеряющимися долями миллиметра.

В шлифах некоторых известняков можно видеть остатки организмов, точно не определимые, которые лишь условно могут быть отнесены к *Hydraria* по общему облику их строения и часто искривленным формам их сечений, что позволяет делать это сопоставление; однако точному определению они не поддаются.

По внешнему виду в шлифах на остатки кораллов несколько похожат

археоциаты, отличающиеся своими характерными двойными стенками с перегородками или пузырчатой тканью между ними.

Игловожие. Два основных признака характерны для обломков игловожих: 1) сетчатая структура, 2) кристаллическая и следовательно

оптическая индивидуальность каждого элемента (членика).

Сетчатая структура может быть простой или сложной и может представлять сетки разных форм. Чаще всего наблюдаются те формы, которые в разрезе представляют шестиугольные петли. Каждый членик представляет кристаллический индивидуум, обнаруживающий между скрещенными николями одинаковое погасание, но он часто может быть исптрихован тонкими двойниковыми полосками, происшедшими благодаря механическим причинам. Сетка выступает на фоне кристаллических зерен кальцита в виде как бы наложенной решетки пятнышек, очень тонкой, петли которой измеряются сотыми миллиметра (рис. 11).

Рис. 11. Криноидный известняк, замещаемый доломитом (слева). Сетчатое строение членика морской лилии видно справа.

Увелич. в 35 раз. Киргизская степь.

Анализы скелетов криноидей и эхиноидей, произведенные Кларком и Вилером, показали, что количество углекислой магнeзии может в них достигать 13%.

В некоторых доломитах находят части криноидей, целиком превращенные в доломит. Обломки криноидей отличаются главным образом осевым каналом частей их ствола. Обломки морских ежей не имеют осевого канала; их ткань более разнообразна, чем у криноидей; ткань игл морских ежей обладает радиальной структурой.

Ракообразные. Из них только остатки остракод и трилобитов играют некоторую существенную роль в составе осадочных пород. Остракоды имеют двустворчатые раковины, поперечные разрезy которых эллиптические или овально-приостренные (рис. 12). Каждая створка образована из поперечно-волокнуистого известкового слоя, гаснущего в большинстве случаев в направлении перпендикулярном к поверхности раковины. В других случаях погасание не полное: между скрещенными николями получается лишь минимум освещения в направлениях главных сечений николей, благодаря присутствию очень тонких непогасших пластинок, что доказывает характерную сложность и тонкую микроструктуру. Пустоту раковины заполняет обычно кальцит, зерна которого ориенти-

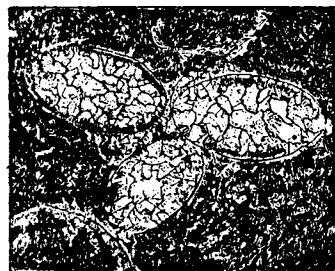


Рис. 12. Известняк с остракодами. Увелич. в 20 раз (по Кайе).

рованы по отношению к створкам так же, как и кальцит самой раковины, или беспорядочно. Остракоды находятся как в морских, так и в озерных осадках.

Другие ракообразные характеризуются преимущественно ячеистой или альвеолярной структурой их скорлупы, прорезанной большими каналами и скрепленной массивными столбиками.

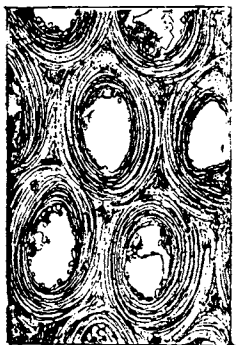


Рис. 13. Волокнистая структура скелета мшанок. Увелич. в 70 раз (по Кайе).



Рис. 14. Строение раковин брахиопод (*Rhynchonella livonica*). Увелич. в 20 раз. Река Волхов.

Трилобиты обнаруживают каналы и реже столбики в скорлупе, наружный вид которых походит на тонкопоздраватую губчатую ткань; при этом часто ее первоначальное вещество замещается зернистым кальцитом. Существуют ракообразные, скелеты которых содержат фосфорно-кислую известь в значительной пропорции, достигающей до 28%.

Мшанки. Их скелеты образованы из ячеек, которые различаются от ячеек целентерат отсутствием радиальных перегородок или потолчков. Оболочка составлена из известковых пластинок, расположенных тангенциально очертаниям ячеек и в разрезе создающих впечатление волокнистой структуры, причем волокна расположены по касательной к разрезу клеток (рис. 13).

Брахиоподы. Их известковая оболочка состоит из двух слоев, наружного и внутреннего. Наружный состоит из пластинок карбоната кальция, параллельных поверхности; он обыкновенно незначительной толщины.

Внутренний составлен из призм длинных и тонких, коо расположенных по отношению к поверхности (рис. 14). Особенно характерен вид этих призм, именно — их тонкий и длинный облик. Кроме того они прочно соединены одна с другой и не разъединяются так легко, как у моллюсков; призмы соединяются в пучки. Некоторые авторы призматическую структуру брахиопод называют волокнистой,

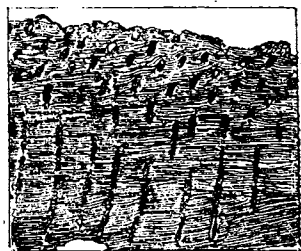


Рис. 15. Строение раковины *Magellania* с каналами. Увелич. в 35 раз (по Кайе).

что по мнению Кайе не подходит к этой структуре, резко отличающейся от собственно волокнистых структур, какие мы знаем в скелетах кораллов или мшанок. Кроме того, многие из брахиопод имеют раковину, просверленную каналами, которые пересекают ее насквозь (рис. 15).

Этих каналов нет напр. у ринхонелл и спиферов.



Рис. 16. *Mytilus edulis*.
Пластинчатый и призматический слой. Увелич.
в 20 раз (по Кайе).

Лаппаран отмечает, что как будто в некоторых случаях призмы призматического слоя заменяются известковыми слоями с очень косым наклоном к поверхности оболочки и с неопределенным оптическим расположением. Косые призмы или пластинки вместе с присутствием или отсутствием каналов позволяют распознавать остатки брахиопод. Тонко призматическая структура раковин брахиопод отличается большой прочностью, хорошо сохраняясь в древних породах.

Моллюски. Мы ограничиваемся общей характеристикой обломков *Lamellibranchiatae*, *Gastropodae* и *Cephalopodae*.

Пластинчатожаберные — *Lamellibranchiatae*. Их раковины обыкновенно состоят из двух слоев: внешний слой призматический, внутренний — пластинчатый (рис. 16). Тот и другой в большинстве случаев образованы кальцитом. Призматический слой имеет, смотря по роду *Lamellibranchiatae*, разнообразное строение. Можно различить два основных вида. Прежде всего особенно характерный вид имеет призматический слой раковины *Inoceramus*; это агрегат рядом расположенных грубых призм, очень хорошо обособленных одна от другой и могущих легко разделяться (рис. 17). Каждая призма есть индивид кальцита или распадается на 2—3 индивида по длине. Оптическая ориентировка разная: по удлинению призм то *Ng*, то *Np*, то угасание косое. В известковых породах находят такие призмы или группами, или одиночками. Призмы обладают большим количеством включений, которые сохраняют рисунок призматического строения даже тогда, когда перекристаллизация породы делает контуры отдельных призм невидимыми. В таких группах призм или в каждой отдельной призме, различие в густоте включений отмечает слои нарастания раковины.

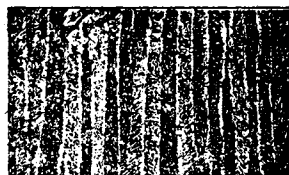


Рис. 17. Два взаимно перпендикулярных сечения (поперечное и касательное) раковины *Inoceramus*. В скрещенных николях. Увелич. приближ. в 20 раз (по Кайе).

Другой вид призматических слоев раковины *Lamellibranchiatae* представляет агрегат известковых индивидов, которые тоже удлинены на подобие призм, но обладают очертаниями менее простыми, чем очертания призм *Inoceramus*. Индивиды кальцита в таких агрегатах нелегко разделяются и не встречаются обособленными. Их можно наблюдать в горных породах только группами, образующими обломки раковин. Притом, хотя во многих случаях действительная форма индивидов приближается к призматической, в других случаях видно, что мы имеем здесь дело

скорее с широкими пластинками. Такую структуру называют пластинчато-призматической. Линии нарастания, отмеченные полосками тончайшей грануляции, хорошо видны в шлифах. У рудистов наблюдается особый вид призматического слоя, который Кайе называет *ячеисто-призматическим*. Этот слой первоначально состоял из призматических удлиненных ячеек. В породах они заполняются новообразованиями кальцита и сохраняется только рисунок ячеек, напоминающих в некоторых видах разрезы *Chaetetes*.

Что касается пластинчатого слоя раковин пластинчатореберных, то он образован или из листочков, параллельных поверхности раковин, или же из двух систем их, перекрещивающихся, наклоненных в двух направлениях, или, наконец, из спутанных агрегатов пластинок, очень тонких, представляющих каждая кальцитовый индивид с оптической осью в плоскости пластинки. Последний случай наблюдается, напр., в раковинах устриц, обломки которых поэтому легко распознаются в шлифах (рис. 18).

Надо добавить, что раковины некоторых пластинчатожаберных, как напр., *Nalobia* и *Posidonia*, имеют микроструктуру такую же, как у остракод. Если нельзя в шлифах определить их общую форму, то и невозможно точно определить такие обломки.



Рис. 18. Строение перламутрового слоя у устрицы. Увелич. приблиз. в 17 раз (по Кайе).

Гастроподы—Gastropodae. У большей части гастропод раковина состоит из арагонита; поэтому мы почти никогда не видим в древних горных породах их микроструктуры; вещество раковины перекристаллизовано в агрегат кристаллов кальцита. Наличие этой перекристаллизации, главным образом, и является петрографическим признаком остатков этой группы моллюсков.

Строение раковин гастропод изредка сохраняется в третичных и более молодых породах. Здесь можно видеть, что она состоит обычно из трех слоев, причем все пластинчатые: наружный обыкновенно поперечно-пластинчатый, а внутренние спутанно-пластинчатые, или наоборот.

Цефалоподы — Cephalopodae. Ростры белемнита состоят из крупных волокон кальцита, которые расположены в поперечной плоскости, расходясь радиально от оси самого ростра. Каждое волокно есть индивид кальцита, оптическая ось которого совпадает с удлинением волокна. Раковины аммонитов состоят из арагонита, при перекристаллизации которого первоначальная микроструктура по большей части исчезает. В кристаллических известняках мы находим следы раковин в виде границы между кристаллами кальцита, образовавшихся, с одной стороны, внутри раковины и с другой — вне ее. С другой стороны, сифон, вещество которого состоит из фосфорно-кислой извести, легко определяется в некоторых разрезах. Неизмененные раковины аммонитов состоят из одного или двух слоев тонко пластинчатого строения с заметной поперечной штриховкой.

Фосфатовые скелеты организмов. Под этой рубрикой можно объединить остатки организмов, состоящие существенно из фосфорнокислой извести. В небольшом количестве фосфорнокислая известь также вхо-

дит в состав некоторых остатков, преимущественно состоящих из углекислой извести (ракообразные и иглокожие). Они были уже описаны. Главнейшими из фосфатовых остатков являются остатки скелетов позвоночных животных и фосфатные раковины брахиопод.

Остатки скелетов позвоночных животных представляют угловатые или окатанные обломки, окрашенные в желтый или желто-бурый цвет. При рассматривании в скрепленных николях эти обломки кажутся изотропными или почти изотропными. В последнем случае они обнаруживают оптические свойства апатита. Часто, между прочим, в этих остатках видны тонкие разветвленные каналцы с характерным видом обыкновенной костной или зубной ткани.

Обломки брахиопод с фосфатной скорлупой, обыкновенно окатанные, состоят из бесцветного фосфата со свойствами апатита. Слои нарастания скорлупы просверлены множеством небольших каналов, очень часто заполненных непрозрачными окислами.

Сопоставление структурных элементов органических остатков Каппе дает такое сопоставление структурных элементов остатков беспозвоночных, встречающихся в горных породах.

Иглы (спикулы) образуют скелеты губок, альционарий, голотурий, также часто скелеты радиолярий; состоят из кремнезема, в других случаях из кальцита.

Кристаллические обломки кальцита с тонкой ячеистой структурой — членики морских лилий, морских ежей и морских звезд.

Волокна образуют скелеты целентерат, мшанок, многих фораминифер, части покрова ракообразных.

Призмы. Настоящие призмы, неразложимые на более мелкие элементы, характерны особенно для брахиопод и некоторых пластинчатожаберных. У тех и у других они имеют свой особый вид. Призмы пластинчатожаберных сравнительно толстые, пятиугольного или шестиугольного сечения. Гораздо тоньше вытянутые длинные призмы раковин брахиопод ромбической формы, но не пяти- или шестиугольной.

Призматические ячейки, при фоссилизации превращающиеся в формы призм без кристаллической индивидуальности, характерны для рудистов.

Листоватые призмы и пучки пластинок. Структурной единицей, образующей скелет, является комплекс тонких пластинок, то соединяющихся в более или менее правильные геометрические формы (листоватые призмы), то образующих неправильные пучки, разветвляющиеся и срастающиеся между собой. Эта структура встречается в наружном слое раковин пластинчатожаберных.

Листоватые пластинки, по терминологии Каппе, представляют структурные единицы раковин гастропод. Размеры примерно как у призм пластинчатожаберных. Пластинки распадаются на многочисленные очень тонкие листочки, от расположения которых зависит общий вид.

Пластинки являются структурными элементами пластинчатого слоя пластинчатожаберных и некоторых брахиопод (Crania). Они гораздо крупнее листочков, участвующих в образовании структур вышеуказанных типов, и не принимают никакого участия в образовании листоватых призм и пластинок, хотя в мелких обломках трудно установить действительную структурную роль пластинчатых сростков.

Кроме всех перечисленных типов, надо упомянуть о зернистой структуре

некоторых органических остатков; в большинстве случаев это структура вторичная.

Отпечатки организмов на породе. От некоторых организмов в породе остались только отпечатки. Иногда это были организмы без всякой раковины или без скелета, и очертание их формы сохранилось в веществе породы, не имеющем прямого отношения к самому организму. Одни из таких организмов относятся к числу растений, другие к числу животных. *Растения.* К растениям относят, напр., *Spirophyton* и *Cancellorhynchus*. *Spirophyton* представляет отпечаток сплюсненной спирали на манер следа метлы, который тянется, начиная от оси спирали. Этот отпечаток сопровождается обыкновенно в массе породы ядром размера в несколько сантиметров и никакого остатка органического вещества не имеет. *Cancellorhynchus*, наоборот, обнаруживает черное органическое вещество, присутствием которого он отличается отчетливо от массы породы, в которой его находят. Это также образование спиральной формы, с рядом долей, образующих нечто в роде фестонов. По краям долей иногда валик из пирита. Бывают большие *Cancellorhynchus*, которые достигают 50 см в диаметре.

Почти наверно *Cancellorhynchus* — древние водоросли; что же касается до *Spirophyton*, то весьма возможно, что эти образования чисто механического происхождения.

Затем в породах встречаются ветвистые стебли, пропитанные черным угольным веществом, или только образованные из более твердого и более прочного, чем заключающая их порода, вещества. Эти остатки тоже относят к древним фукоидным водорослям.

Животные. Разные следы органического животного происхождения без какого-либо характерного образующего их минерального вещества с петрографической точки зрения не имеют большого значения. Это, напр., ядра двустворчатых раковин, образованные каким-нибудь веществом. Это вещество, таким образом, образует внутренний слепок раковины, которая сама по себе исчезла. К числу таких образований относится также пропитывание кремнеземом протоплазматической массы фораминифер или заполнение их камер фосфорнокислой известью или глауконитом. Затем сюда же относятся отпечатки тел медуз и других бесскелетных животных, все следы ползания, оставленные на песке червями и другими организмами. Следы ползания червей иногда представляются очень характерными на плоскостях наложения песчаных и глинистых, выступая в виде ветвящихся жгутов или целой сети их. Далее упомянем о следах моллюсков-кампеточев. На стенках высверленных ими отверстий отлагается часто фосфорнокислый кальций. Наконец, следы ступней высших животных изредка встречаются на плоскостях наложения некоторых пород.

IV. ЦВЕТ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

С вещественным составом осадочных пород тесно связана их окраска, которой пользуются как диагностическим признаком особенно при мегаскопическом изучении породы. Действительно, в некоторых случаях тот или иной цвет породы связан с существенными особенностями состава, но не следует переоценивать этот признак: во многих случаях окраска является признаком второстепенного значения.

Окраска осадочной породы может быть первичной, т. е. такой, которую она получила во время своего образования, или вторичной, связанной с позднейшими изменениями породы. Более существенное значение имеет, конечно, окраска первого рода.

Следующие тона цветов различают в окраске осадочных пород: 1) белый, 2) черный и серые тона; иногда некоторым из них дают название голубовато-серой и даже «синей», хотя в сущности настоящего синего цвета пород мы не знаем, 3) зеленый или зеленоватый, 4) красные, бурые и желтые тона. Между различными тонами существуют переходы.

Белый цвет или близкий к нему светлый тон обусловлен отсутствием красящих веществ. Мы встречаем его в химических осадках (напр. гипсы), органических (мел и т. д.) и изредка в кlastических (некоторые чистые кварцевые песчаники и кварциты).

Черный цвет и разные оттенки *серого* зависят от разных причин. Наиболее важно и обычно для осадочных пород причиной их темного цвета является накопление углистого вещества, иногда графита или битумов. Особенно это имеет место в темных глинистых сланцах и известняках. От выветривания и окисления углистого или битуминозного вещества такая темная окраска ослабевает, и иногда в выветрелых частях породы становятся заметными оттенки, скрытые раньше темным цветом; порода, напр., становится желтоватой или зеленоватой.

Меньшее значение, чем органическое вещество, в образовании темной окраски имеют темные минералы: магнетит, роговая обманка и другие цветные минералы, также обломочки темных пород: базальта, черных кремнистых сланцев и т. д. Эти причины сказываются заметнее в средне-обломочных песчаных породах и могут вызвать иногда разницу в окраске слоев. Синевато-серые окраски океанических и некоторых других илов обусловлены тонко-рассеянными в их массе гидротроилитом или мельниковитом. При диагенетических процессах эти соединения переходят в более устойчивые марказит и пирит. Образование сульфида железа происходит в восстановительной среде, вследствие накопления органического вещества, которое уже само вызывает темный цвет породы. Наконец, некоторую роль в возникновении темной окраски играют и окислы марганца.

Зеленая окраска осадочных пород зависит от присутствия, главным образом, некоторых водных силикатов зеленого цвета. Частью это реликтовые метаморфические минералы, такие как эпидот, хлорит, серпентин, частью вновь образующиеся при отложении осадка, как глауконит, а также гриналит или шамуазит. В глинах зеленый цвет зависит часто от развития понтронита, который может представлять или конечный продукт разложения железистых силикатов или новообразование при диагенетических процессах.

В некоторых случаях и другие более редкие в осадочных породах зеленые силикаты: актинолит, уралит, иногда даже оливин (некоторые пески на Гавайских островах) могут придавать зеленый оттенок окраске породы. При выветривании пород железистых зеленоватые силикаты, подвергаясь разложению, выделяют гидраты окиси железа и зеленоватые тона заменяются желтоватыми и буроватыми.

Красные, бурые и желтые тона вообще обусловлены накоплением различных гидратов окиси железа или безводной окиси этого металла. Как известно, мы имеем обычно две формы окислов железа: гематит и твер-

дые растворы воды в нем, отличающиеся красным цветом порошка (черты) игетит и лимонит и соответствующие твердые растворы воды в лимоните о-желтой (бурожелтой) чертой. Смесь того и другого и разная примесь веществ, окрашивающих в черный цвет, создает разные оттенки красного, бурого и желтого цветов. Железистый пигмент может присутствовать или в цементе кластических пород или тонко пронизывать всю массу, как в пелитовых породах, и тонко проникать ее в виде пыли, как напр., гематит в яшмах и т. д. Редко красноватый цвет зависит от окраски минералов, входящих в породу в виде обломков; розоватый полевой шпат в аркозах, гранат некоторых песков и т. п. -

Первичная окраска осадков связана до известной степени с условиями образования их. Так, темная окраска от примеси органического вещества возникает там, где накапливается это вещество: или в условиях холодного влажного климата в наземных отложениях, или в анаэробных областях отложения в морских бассейнах. Красная краска свойственна континентальным отложениям жаркого и при том влажного климата, а также она характерна для красной глины глубоководных океанических отложений. Пустынные отложения характеризуются светлыми тонами окраски. Зеленая окраска часто обязана силикатам, возникшим при разложении пирокластического материала и т. д.

Необходимо, однако, заметить, что делать какие-либо выводы об условиях образования осадочных пород, исходя из их окраски, можно лишь с очень большой осторожностью. Позднейшие изменения при диагенетических изменениях и от выветривания могут совершенно изменить первоначальную окраску. Кроме того, она может сильно варьировать и при самом образовании в зависимости от случайных причин.

Распределение пигмента, окрашивающего породу во время диагенетических процессов или позднее, при процессе выветривания зависит от путей проникновения растворов, которые или приносили красящее вещество (напр., окись железа), или изменяли окраску (напр., при процессах окисления), а следовательно, оно зависит от структуры и текстуры породы. В слоистых осадочных породах, неравномерно окрашенных, разная окраска обычно распределяется полосами, согласно со слоистостью породы, и тем самым как бы еще подчеркивает эту слоистость, но иногда окрашивающий породу пигмент распределяется неправильно, создавая различные узоры. В некоторых шведских песчаниках описано (Хегбом) распределение железистого пигмента, весьма напоминающего рисунок косой слоистости (см. ниже), хотя порода ею вовсе не обладает, нужна известная внимательность, чтобы распознать эту «ложную» косую слоистость.

V. СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД.

Общие замечания. Понятия о структуре и текстуре горных пород хорошо разработаны для изверженных пород. Те же определения этих понятий мы сохраняем и в приложении к осадочным породам. В таком случае мы должны принять, что в осадочных породах структура зависит во-первых от величины составных частей: а) абсолютной, б) относительной; и во-вторых от формы составных частей: а) полученной ими при отложении осадка (сингенетически); б) полученной ими при диагенезисе и метаморфизме (диагенетически).

Текстура зависит от расположения и распределения частей:

- а) полученных при отложении осадка (сингенетически),
- б) полученных при диагенезисе (эпигенетически).

В изверженных породах структура определяется условиями минералообразования при кристаллизации магмы. В осадочных породах облик структуры создают процессы двоякого рода: 1) механическое раздробление аллогенового материала, составляющего породу, 2) кристаллизация аутигеновых минералов, входящих в ее состав и образующихся или из материала, в ней находящегося, или из притекающих растворов. Частным случаем этих новообразований будут биохимические процессы образования скелетов организмов. Соотношения между этими двумя различными процессами — механическим разрушением материала и химической кристаллизацией вновь образующихся минералов и обуславливают совокупность признаков взаимных отношений минералов, которые определяют структуру. Для разного вида пород: кластических, органогенных и химических осадков структура и текстура настолько различны, что удобнее ее рассмотреть отдельно.

Основными типами структур пород осадочных, таким образом, являются следующие: 1) обломочная структура кластических пород, где подтипы прежде всего выделяются по величине обломков абсолютной (псефиты, псаммиты и пелиты) и относительной; к числу обломочных пород относятся и вулканические туфы, имеющие своеобразные структуры; 2) структура органогенных осадков, определяемая, главным образом, органическим (гистологическим) строением элементов скелетов организмов, из которых порода построена; 3) кристаллизационная структура пород, представляющих химические осадки. Эти основные первичные типы структур определяются еще при образовании осадков, из которых происходят породы. Уже при диагенезисе весьма часто происходит изменение структуры вследствие перекристаллизации. При этом возникают структуры кристаллобластические подобные тем, которые мы лучше знаем для пород метаморфических. Гранобластическая, порфиробластическая и диабластическая структуры в солях, в гипсе и ангидрите — самое обычное явление.

А. СТРУКТУРА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД.

Абсолютная величина обломков. По абсолютной величине обломков уже давно различали у кластических пород структуры: а) псефитовую (*ψῆφος* — галька), б) псаммитовую (*ψαμμος* — песок) и в) пелитовую (*πηλος* — глина, грязь). Границы между этими тремя классами берут обыкновенно совершенно условно. В псефитовых породах величина обломков превышает 2,5 мм, псаммитовые состоят из обломков от 2,5 мм до 0,05 мм, вообще до величины зерен ясно различимой, тончайшие обломки входят в состав пелитовых пород. В последнее время все определеннее становится необходимым выделить класс промежуточный между псаммитовыми и пелитовыми породами с размером зерен от 0,1 мм до 0,01 мм. В английской номенклатуре такой тонкий осадок называется silt. К нему можно применить греческий термин алевроит и говорить об алевроитовой структуре (*ἀλεούριον* — мука).

Окатанные обломки псефитов (конгломератов) по величине разделяются на валуны размером более 10 см в диаметре и гальки от 10 см до $2\frac{1}{2}$ мм.

Для крупных галек размером около кулака, т. е. переходным к валунам в русском языке употребляется еще термин галля. Это приблизительно отвечает английскому термину cobbles (от 5 до 20 см), наоборот, для накопления мелких галек размером от 2 до 10 мм можно сохранить название гравий (gravel), хотя в технике гравием называют мелкий угловатый щебень. Для такого мелкого угловатого обломочного материала имеются в русском языке также термины дресва и хрящ. Пески, из которых образуются псаммиты (песчаники), также разделяются по величине на грубые пески из зерен крупнее 1 мм (или 0,75 мм), обычные среднезернистые пески от 1 мм до 0,25 мм, и тонкие пески из зерен меньших 0,25 мм до 0,1 мм. Такие границы, в сущности, выбраны условно, но они более или менее совпадают с теми границами, которые отвечают изменению скоростей падения зерен в спокойной воде. Как известно, если диаметр зерен D , а скорость падения в воде v , то для зерен кварца между $\log D$ и $\log v$ существует зависимость, которая изображается графиком, представленным на рис. 19 (по Taggard'y). Кривая распадается на несколько участков, каждый из которых близок к прямой. Переломы имеют место при $D = 0,010$ — $0,015$. Это отвечает верхней границе пелитов; (Murray и Shepard принимают для илов величину зерен до 0,04). От 0,05 до 0,15 имеем область silt («песчаной пыли» или мелкозема, как этот материал иногда у нас называют); выше 0,15 идут уже псаммиты, сначала песок до 2 мм,

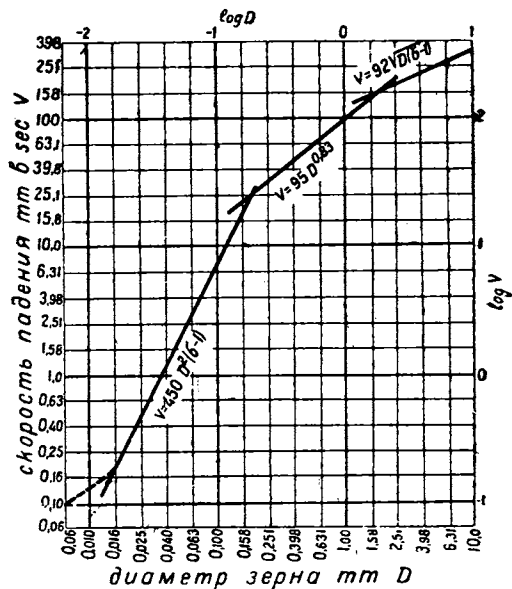


Рис. 19. Диаграмма падения кварцевых зерен в воде (по Taggard'y).

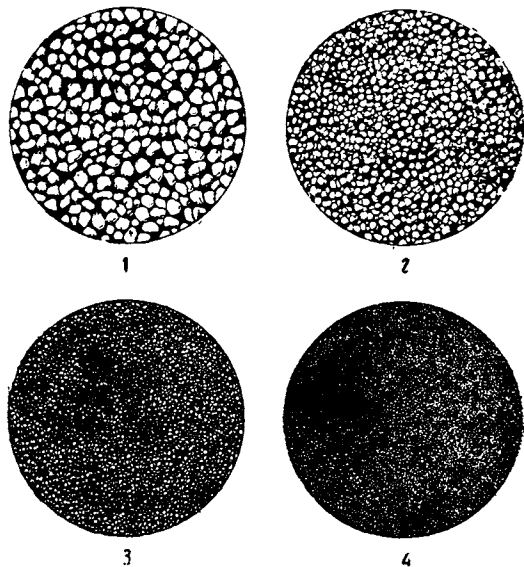


Рис. 20. Размеры песчинок в натуральную величину: 1) грубозернистый песок, 2) крупнозернистый, 3) среднезернистый, 4) тонкозернистый.

а дальше гравий, Английские и американские авторы за границу между песком и silt берут 0,1 мм. Более дробно песчаные породы можно разделить, расчленив величину зерен между 0,1 и 1 мм, на три подгруппы: 1) крупнозернистые пески с величиной зерна от 1 до 0,5 мм, 2) среднезернистые от 0,5 до 0,1, 3) мелкозернистые от 0,25 до 0,1. Накопление тонко-обломочного материала размером менее 0,1 мм обозначают, как только что сказано, по-английски названием silt, которому нет соответствующего в русском языке простого термина, почему и приходится пользоваться особым термином—«леврит». На графике скоростей падения хорошо выделяется участок кривой, отвечающий этим тонким алевроитовым осадкам (silt), промежуточный между настоящей пылью и илом (dust, mud) и песком (sand). Между 0,15 и 1,0 мм мы видим на графике излом и этот участок в общем отвечает обычным типам песка, средним между алевроитовым материалом и грубозернистым песком. Разные структуры песков и песчаников по величине зерна изображены в нат. вел. на рис. 20.

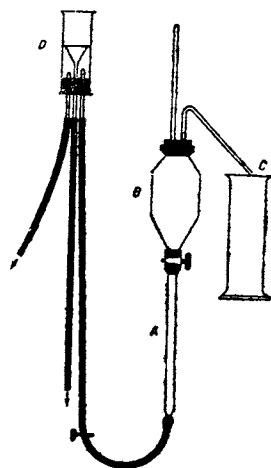


Рис. 21. Аппарат Круга для механического анализа рыхлых пород. Объяснение см. текст.

Относительная величина обломков. По относительной величине обломков среди кластических пород можно различить равномерно-зернистые (пески) или сортированные (конгломераты), и неравномернозернистые (пески) или несортированные (конгломераты).

В неравномерно-зернистых песках и песчаниках часто песчинки разных размеров отлагаются слоями. Иногда чередуются слои песчаного сложения с пелитовыми, глинистыми прослоями. В других и более частых случаях песчинки распределены беспорядочно, в глинистых породах они более или менее равномерно засоряют тонкую пелитовую массу. Глины (пелиты), с примесью песчинок называют суглинками. Для обозначения структуры породы, состоящей из частиц разного размера, можно пользоваться сложными терминами—псаммо-псефитовая, алевро-псаммитовая, псаммо-алевроитовая порода и т. д. Текстульные особенности, связанные с неравномерным распределением материала, будут рассмотрены ниже.

В песчаных (псаммитовых) осадках присутствуют всегда песчинки разных размеров, но пределы колебаний этих размеров различны. Для точной характеристики осадка пользуются количественным отношением (в процентах) числа зерен разного размера. Это возможно определить в рыхлых осадках, подвергнув пески механическому анализу, при помощи которого они разделяются на группы зерен равного размера, располагающиеся в определенной системе. Механический анализ состоит в просеивании и разделении при помощи отсадки в струе воды (отмучивании) зерен разного размера. Одним из простейших приборов для такого механического анализа является прибор Круга (рис. 21). Около 20 г рыхлой породы помещается в сосуд А и ток воды, проходящей снизу через сосуды А и В, разделяет рыхлый материал на частицы крупнее 0,1 мм, остающиеся в А, и более мелкие, от 0,01 до 0,1 мм, выносимые в сосуд В. Тонкая муть (размера менее 0,01 мм) выносится в С. Скорость тока воды

регулируется подниманием или опусканием сосуда D . Диаметр A равен 1,4 см, B — 9 см; скорость в A — 7,0 мм в секунду, в B — 0,15 мм в секунду.

Определив вес разных фракций и выразив количество их в процентах, можно при помощи разного типа диаграмм представить графическую характеристику состава на основании механического анализа. Для разных типов отложений эти характеристики будут различны. Так, для прибрежных морских песков размеры зерен гораздо более однородны, чем для речных и т. п. Графическая характеристика (график) механического анализа обычно строится таким образом: по абсциссам откладывают логарифм диаметра зерен, по ординатам — количество зерен (в процентах по весу), диаметры которых превышают определенную величину, соответствующую данной абсциссе. Для каждой породы получается отрезок ломаной или выравненной по ней кривой. Кривые могут отличаться наклоном к оси, характеризующим степень отсортированности, и положением кривой вдоль оси, характеризующим среднюю величину зерен.

Разные категории образуют частицы несколько разной величины; эти частицы можно объединить в три группы, о которых было сказано выше: псаммитовые песчинки размером от 2 мм до 0,1 мм (Sand); тонкие алевритовые песчинки — «мелкозем» или «песчаная пыль» по Сибирцеву размером от 0,1 до 0,01 (silt) и глинистые частицы размером меньше 0,01 (clay). Соединяя таким образом обломочные частицы в три группы, мы получаем в виде отношения трех чисел, выражающих количество частиц той или другой группы, трехчленную характеристику механического анализа, которую можно представить графически в виде точки внутри треугольника, пользуясь привычным нам способом барицентрических координат. По положению точки в треугольнике можно различать типы обломочных осадков (см. рис. 22). Количественный состав разных обломков можно выразить также в виде трехчленного символа, напр., $25\psi\ 54a\ 11\pi$ и т. п.

В связных песчаниках применение механического анализа возможно, конечно, в том случае, если путем растворения цемента или кипячением, в крайнем случае легким растиранием, образующие их песчинки можно разделить друг от друга. Если это невозможно, механический анализ приходится заменять геометрическим анализом в шлифах.

При тонком измельчении вещества, как это имеет место в пелитах, независимо от химического состава вещества, появляются некоторые своеобразные физические свойства, приближающие его к коллоидам, способность к коагуляции суспензий его в воде, пластичность его осадков. П. А. Земляченский и другие обратили внимание на то, что свойство пластичности не является особенностью каолиновых образований, а обнаруживается и в других веществах при тонком измельчении их до размеров частиц в несколько микронов.

Мы уже указывали, что это свойство начинает проявляться уже при измельчении примерно до 5μ и в особенности им обладают породы, состоящие

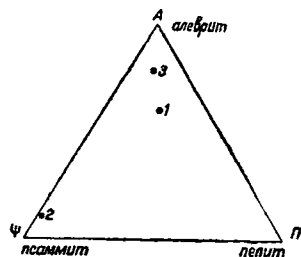


Рис. 22. Диаграмма механического анализа вулканических пеплов Ключевской Сопки на Камчатке. Извержение 1926 года. 1 и 3—алевритовый пепел, 2—вулканический песок.

из частичек около микрона и меньше. В суспензиях тонко раздробленного материала в воде при величине частичек его около 3μ уже появляется броуновское движение.

Форма обломков. Форма зерен в обломочных породах различается, главным образом, по степени их *окатанности*.

Среди псефитов различают брекчий из угловатых обломков от конгломератов из округлых валунов и галек. Степень окатанности и форма таких крупных обломков зависит почти исключительно от условий образования их и в малой степени от вещественного состава обломков, хотя напр., некоторые конгломераты, состоящие одновременно из галек пород массивных и сланцеватых, обнаруживают различие по форме тех

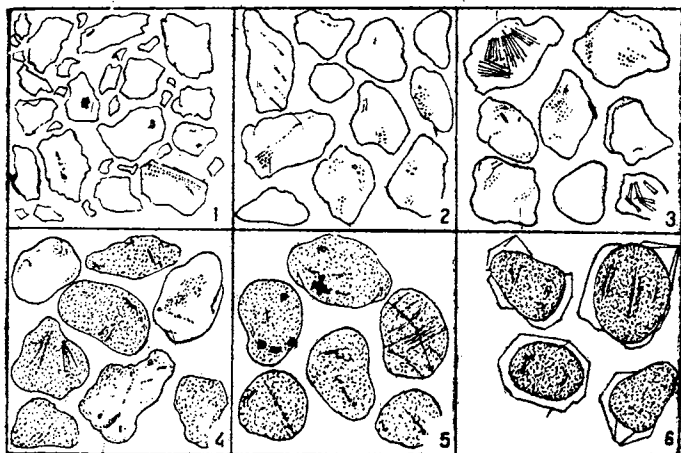


Рис. 23. Формы песчинок. Увелич. в 20 раз (по Харкнеру). 1—ледниковый песок, 2 и 3—прибрежный песок, 4—морской песок, 5—пустынный песок, 6—нарастание кварца на песчинках.

и других. В псаммитовых породах форма отдельных обломков не так бросается в глаза, как в породах грубообломочных и поэтому здесь не разделяют песчинки окатанные от угловатых, как это делается при отличии конгломератов и брекчий, тем более, что уменьшение размеров песчинок ставит естественный предел их окатыванию, когда песчинки начинают уже переноситься во взвешенном в воде состоянии.

Однако в более грубых песках два типа структуры: 1) с окатанными песчинками и 2) с угловатыми различаются слишком резко, чтобы этим различием можно было пренебречь. В английской номенклатуре существуют даже два особых термина для различия таких псаммитовых пород. Обычные песчаники с окатанными песчинками называются *sandstone* и с угловатыми неокатанными песчинками *grit*. Мы можем обозначать последний тип названием угловатозернистый песчаник. Может быть для более грубо зернистых типов, представляющих продукты цементации дресвы, было бы возможно употреблять термин «дресвяник».

В тех песчаниках, где каждая песчинка обычно представляет обломок только одного кристаллического неделимого, форма песчинок в значительной степени зависит от свойств минерала и прежде всего совершенства его спайности. Минералы, не обладающие спайностью, образуют более

округлые зерна, в то время как минералы со спайностью, раскалываясь по плоскостям спайности, дают более угловатые формы. Песчинки кварца лучше других округлены; прекрасно окатываются также песчинки кремня; но никогда не встретится окатанное зерно слюды, легко раскалывающейся по спайности на чешуйки.

Степень окатанности, естественно, зависит от способа происхождения породы (рис. 23). Пески, образующиеся в водных бассейнах, состоят из менее окатанных песчинок, чем пески эоловых образований и т. д. Здесь приведем только некоторые общие соображения.

Форма песчинок зависит от соотношения между двумя различного рода механическими влияниями транспортирующей среды. С одной стороны, происходит окатывание при вращательном движении песчинок, перекачиваемых ветром или водой, с другой, шлифование их, когда они несутся во взвешенном состоянии. Чем мельче зерна, тем легче они переносятся без перекачивания и тем менее они закругляются. Для того, чтобы в данных условиях песчинка была окатана, она должна обладать размером не ниже известного предела. Общая степень окатанности (R) находится в прямой зависимости от величины испытанного песчинкой трения (F) и в обратной от ее твердости (H). Символически это мы изобразим в виде функции $R = f\left(\frac{F}{H}\right)$.

В свою очередь, величина трения, испытываемого песчинкой, находится в прямой зависимости от ее объема (V), от удельного веса (d), расстояния на которое она перенесена (l) и скорости движения (v). Наше выражение можно переписать так:

$$R = f\left(\frac{V, d, l, v}{H}\right).$$

Когда перенос совершается в воде, то вместо плотности d нужно поставить величину $d - 1$, скорость v в воде значительно меньше, чем при переносе частиц ветром. Иногда и величина l для песков пустыни больше, чем для береговой песчаной полосы моря, но утверждать это, как общее правило, нельзя. Но в целом окатанность песчинок для эоловых отложений больше, чем для морских и речных. Нижний предел размеров окатанных песчинок определяется той скоростью движения, при которой частицы остаются во взвешенном в воде состоянии. В породах неравномерно-зернистых мы нередко встречаем зерна разной величины окатанными в разной степени: более крупные окатаны лучше, тогда как мелкие более угловаты (рис. 24). Естественно, что для эоловых отложений этот предел должен быть несравненно ниже. Песчинки кварца размером в 0,1 мм находятся во взвешенном состоянии в воде, движущейся со скоростью 7 мм в сек., тогда как ветром они будут переноситься лишь при скорости 125 м в сек. Легкий бриз будет перекачивать и округлять такие

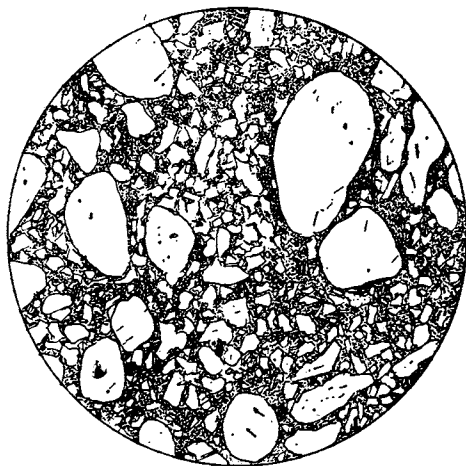


Рис. 24. Песчаник с неравномерно-зернистой структурой, девонские отложения. Увелич. в 12 раз. Южный Урал.

мелкие пески в дюнах. Мы действительно в эоловых отложениях находим округлые зерна диаметром в 0,03 — 0,04 мм, тогда как в отложениях водных бассейнов не найдем округлых зерен диаметром меньше 0,5 мм (некоторые авторы дают даже более значительную величину этого предела $\frac{3}{4}$ мм (Ziegler) или до 1 мм (Scherzer). Характерно также, что песчинки эоловых песков имеют поверхность гораздо хуже отполированную, чем песчинки водоемов.

Прилагая эти соображения к горным породам, необходимо, конечно, соблюдать большую осторожность. Песчаные дюны на морском берегу могут быть нагромождены ветром из песчинок морского песка, а в дельте Нила отлагаются песчинки, принесенные из пустыни. Исследование эоловых песков Прикаспийской области показало, напр., что песчинки там нередко угловаты и мало окатаны.



Рис. 25. Репетекский гипс. Включения кварца (перекрещивающаяся штриховка), кремня, микроклина, плагиоклаза, слюды. В скрещенных николях. Увелич. в 50 раз.

Любопытную структурную особенность обнаруживают некоторые конгломераты, в которых гальки, прилегая одна к другой, оставляют отпечатки в виде вдавленности более кривой из соприкасающихся поверхностей на более пологой. Иногда встречаются такие же отношения между песчинками и в псаммитовых породах, напр., в кварцитах Бакала. Это явление, возникающее при метаморфизме. Наконец, в некоторых конгломератах гальки выщелочены и сохранился один цемент.

Отношения обломков и цемента.

Другим структурным признаком кроме величины составных частей являются их взаимные отношения.

Понятно, что между отдельными обломками в кlastических породах нет взаимных влияний, и здесь не приходится говорить о взаимных отношениях обломков, но кроме обломков, в состав псефитовых и псаммитовых кlastических пород, как структурный элемент, входит цемент. Часто он отлагается во время отложения осадка: напр., песчанистый цемент конгломератов, но, пожалуй, в большинстве случаев он инфильтрован позднее в массу осадка и представляет обычно образование диагенетическое. Цемент различают по составу, но для некоторых пород весьма характерны и структурные взаимоотношения.

Так, иногда известковый или гипсовый цемент кристаллизуется в форме крупных неделимых таким образом, что целые группы песчинок оказываются захваченными в виде пойкилитовых вростков в таких кристаллических зернах, как это встречается, напр., в песчаниках Фонтенебло или в Репетекских гипсах (рис. 25). В других случаях, в кварцевых песчаниках при перекристаллизации кремнистого цемента новообразующийся кварц нарастает на отдельные песчинки кварца в одинаковой с ними кристаллической ориентировке. Происходит как бы рост этих

песчинок, который в конце концов приводит к мозаике полиэдрических кварцевых зерен — цементация разрастанием (by enlargement), граโนбластическая регенерационная структура. Внутри этих зерен часто видны прежние очертания окатанных песчинок или вследствие тонкой пленки, загрязнявшей их поверхность, или по различию в характере кварца первоначальных песчинок и обрастающей их каймы; напр., в песчинках могут быть включения, придающие им помутненный вид, отсутствующие в кайме и т. п. (рис. 26). Песчаники с такой структурой называют также кристаллическими песчаниками. Как видим, их структура обязана своим происхождением процессам диагенезиса, а иногда и метаморфизма. В некоторых случаях следы первоначальной кластической структуры совершенно исчезают (рис. 27).

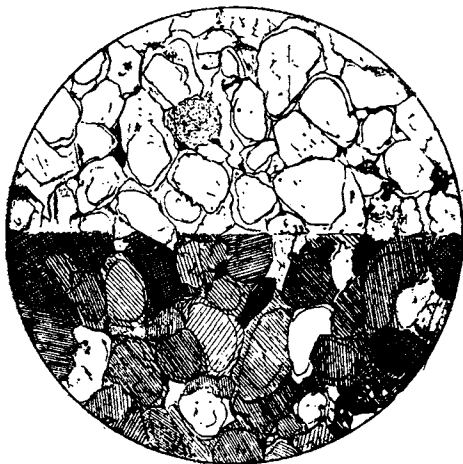


Рис. 26. Цементация разрастанием зерен. Кварцит. Бакальские рудники, Ю. Урал. Левая и нижняя часть в скрещенных николях. Увелич. в 20 раз.

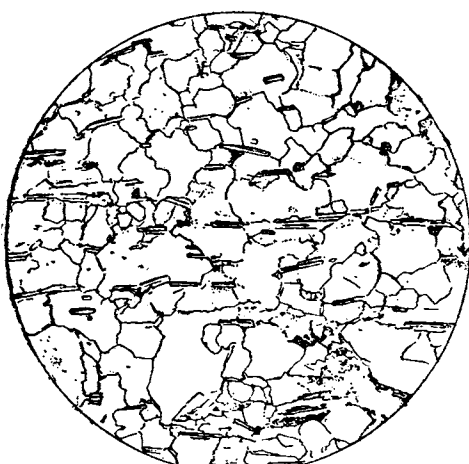


Рис. 27. Гибкий песчаник. Регенерационная структура без следов первоначальных зерен. Угловатые зерна кварца и пластинки белой слюды. Увелич. в 20 раз.

Вообще структурные признаки кластических пород, зависящие от цемента, определяются: 1) составом цемента, 2) его относительным количеством, 3) величиной неделимых, его образующих, и отношениями их к цементируемому обломкам. Состав цемента почти всегда отличается от состава обломков; только в некоторых кварцевых песчаниках и кварцитах мы имеем тождество этого состава.

Относительное количество цемента в песчаниках может быть разнообразным. Нередки типы, где количество его ничтожно, или даже он отсутствует, и песчинки плотно соприкасаются одна к другой; во втором случае цемент появляется в промежутках между песчинками, но они большей частью соприкасаются одна с другой, хотя бы в отдельных пунктах, и в третьем типе цементации цемент настолько обилен, что песчинки разъединены и со всех сторон окружены цементирующим породу веществом. В некоторых породах количество цемента доходит до 50% и даже больше. В названии песчаников необходимо обозначать состав цемента: известковистый песчаник, железистый песчаник и т. д.

Для обозначения того случая цементации, когда песчинки, не соприкасаясь между собою, находятся как бы погруженными в цементирующем веществе, полезно употреблять особый термин, именно в этом случае можно говорить о цементирующей или цементной массе песчанника или конгломерата.

Кроме трех типов цементирования, различающихся относительным количеством цементирующего вещества и песчинок, можно различить разновидности цементации, определяющиеся по степени выполнения цементом пор, в которых он отлагается. С этой точки зрения цемент может быть выполняющим поры целиком, или пленочным — в том случае, когда он связывает песчинки, покрывая их только тонкими пленками. Бывают случаи, когда, кроме такого пленочного цемента, в остающихся промежутках мы находим выполняющий цемент уже другого состава.



Рис. 28. Опалово-халцедоновый тонкозернистый песчанник. Крустификационная цементация. Третичные отложения восточного склона северного Урала. Увелич. в 50 раз.

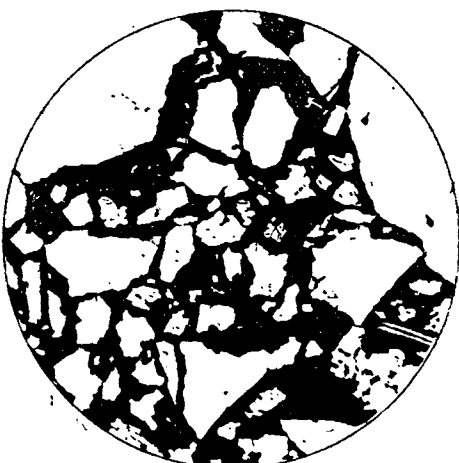


Рис. 29. Цементация железистым веществом с разъеданием песчинок. Третичный песчанник восточного склона Урала. Увелич. в 20 раз.

Таким образом, связующее обломки или песчинки вещество может быть в двух видах, или в виде цемента пленочного или выполняющего промежутки между соприкасающимися обломками, или в виде цементной массы, в которую целиком погружены обломки. Тогда получаются песчанники с известковой или железистой цементной массой.

В зависимости от величины кристаллических неделимых, образующих цемент, можно различить три типа: 1) зернышки цемента меньше, чем промежутки между песчинками, 2) неделимые, образующие цемент, примерно той же величины как промежутки между песчинками; каждый их промежуток выполнен одним, двумя зернами, 3) неделимые цемента крупнее промежутков; песчинки оказываются захваченными в них в виде пойкилитовых вростков.

С точки зрения других отношений между песчинками или гальками и химически отложившимся цементом следует еще различать такие случаи: 1) когда обломки не оказывают влияния на рост неделимых цемента — независимая или самостоятельная цементация; 2) когда зернышки

цемента нарастают на поверхности обломка, как осадок на стенках сосуда, иногда образуя корковое строение — цементация кристификационная (рис. 28); 3) когда отложение цемента является продолжением роста кристаллических неделимых песчинок (cementation by enlargement) — цементация вследствие разrostания зерен; при скрещенных николях видна одинаковая оптическая ориентировка песчинки и прилегающего к ней участка цемента, мы уже рассмотрели эти типы (рис. 26); 4) зерна цемента частично метасоматически замещают и обломки, как бы разъедавая их — корродирующая цементация (рис. 29); этот более редкий случай связан иногда уже с процессами метаморфизма; но встречается и в мало измененных новых породах.

Наконец, в некоторых кластических породах цемент представлен аморфным веществом, напр., опалом, или неразличимо тонким глинистым материалом. Такие структуры естественно выделяются в особый тип. В конгломератах и брекчиях цемент может представить песчанистый материал сингенетический с обломками и в свою очередь сцементированный при позднейших процессах.

Мы упоминали уже о своеобразной разновидности первого из упомянутых типов цемента или цементной массы, когда кристаллическое вещество цемента выделяется в виде крупных неделимых, значительно превышающих размеры песчинок. Последние оказываются захваченными в виде пойкилитовых вrostков в крупных кристаллических зернах цемента. Таковы, напр. известные «песчаники Фонтенебло». Эту структуру можно назвать структурой типа Фонтенебло (рис. 30, а также рис. 25).

В алевритовых и пелитовых породах, естественно, все указанные структурные признаки имеют совершенно второстепенное значение или становятся неразличимыми. Кластические элементы в пелитовых породах настолько мелкие, что, налегая один на другой, придают породе в шлифе вид мутной адиагностической массы. Вследствие диагенетических и метаморфических процессов в этой массе развиваются мелкие чешуйки серицитовой слюды, растут зернышки кварца и порода превращается из глинистого сланца в филлит. В ряде таких переходных типов можно видеть изменение только одного структурного признака — степени перекристаллизации. Гораздо разнообразнее текстурные особенности, но о них речь будет ниже.

Вулканические туфы и их структура. Как особую группу кластических осадочных пород надо рассматривать вулканические туфы. Действительно, основные процессы при образовании этих пород — накопление кластического вулканического материала и цементация обломков — такие же, как это имеет место и в обломочных осадочных породах. Вулканические туфы

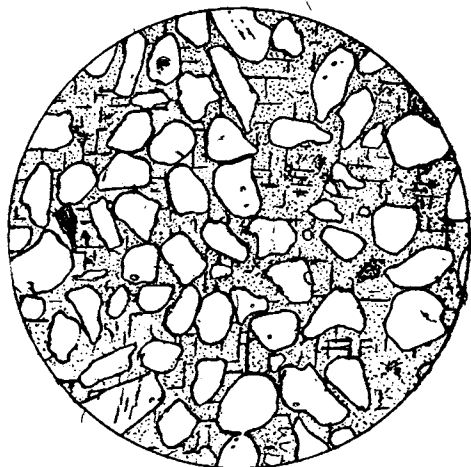


Рис. 30. Песчаник Фонтенебло. Увелич. 1. 50 раз.

залегают, обычно переслаиваясь с осадочными породами, и являясь, таким образом, членами одной и той же наслоенной свиты, как и осадочные породы.

Однако механизм образования обломков, составляющих туфы, и состав этих обломков резко различны от этих особенностей их в осадочных породах.

Материал туфов состоит главным образом из обломочных продуктов вулканических извержений. Размеры последних могут быть вообще весьма разнообразны: почти от неосвязаемой пыли до глыб в несколько тонн весом. Материал, который подвергается раздроблению при извержениях, разнообразен по составу и происхождению. Это могут быть обломки той же застывшей магмы или окружающих пород. Можно различить три разные типа обломков.

1. Образовавшиеся из самой магмы: бомбы, лапилли, пепел и лавовые нити.

2. Образовавшиеся от разрушения стенок кратера или из лавовых потоков и масс, закупоривавших кратер и оставшихся от предшествующих извержений. Петрографически материал отвечает более древним породам вулкана, но, смешиваясь с продуктами магматического распыления и разбрызгивания, трудно отличим от последних.

3. Обломки пород, образующих основание вулканического конуса или некка. Граниты, гнейсы, сланцы, осадочные породы — все, что встречается на пути расширяющихся газов, раздробляется и измельчается, когда эти газы пробивают себе отверстие или расширяют жерло.

Кластический материал, таким образом получаемый, может образовывать накопления, не подвергаясь переносу водой, или, наоборот, эти накопления могут быть образованы при посредстве воды, как транспортирующего агента.

В последнем случае к вулканическому материалу в большем или меньшем количестве может примешиваться нормальный обломочный материал и органические остатки. Туфы переходят в так называемые осадочные породы или туффиты. Наконец, материал вулканических выбросов может быть совершенно переотложен водой. Образуются туфы или туффиты не одновременно с извержением, которые следует отличать от туфов, им одновременных. Различие этих пород не всегда легко. Укажем некоторые отличительные признаки туффитов.

1. Окатанный вид обломков, который редко обнаруживает такие неправильные очертания, как в туфах одновременных.

2. Более плотное расположение галек, которые обычно соприкасаются между собою, как в морских осадках, без промежутков.

3. Присутствие типичного обломочного материала (кварцевые зерна, чешуйки слюды).

Обломки пирокластических пород состоят из глыб, бомб, эксплозионных обломков, лапилли и других, более мелких обломков породы, отдельных кристаллов и осколков вулканического стекла.

Породы, состоящие из грубых обломков (бомб, глыб и крупных лапилли), называют вулканическими брекчиями, из мелких — вулканическими туфами.

Вулканические глыбы — наиболее крупные обломки, оторванные обычно от стенок кратера. Они могут быть при извержении еще разломаны и округлены от трения. Иногда они со шлаковой корой.

Бомбы — округлые массы сфероидальной формы, иногда неправильной, величиной от кулака до головы и больше, с твердой оболочкой и с обычно пористой и более слабой внутренней частью. Иногда внутри базальтовых бомб находится ядро из оливина и других минералов ранних выделений. На поверхности в некоторых случаях следы трещин на подобие тех, какие бывают на хлебных корках, а также скручивания и иногда хвостообразное окончание бомб (рис. 31 — 33). Внутри бомб иногда можно встретить такие минералы ранних выделений (как напр., роговая обманка и биотит), которые при дальнейшем охлаждении магмы резорбируются и в нормальных лавовых потоках не встречаются.

Бомбами называют застывшие оторванные куски лавы жидкой или вязкой. Обломки уже застывших твердых пород, оторванные при извержении, в отличие от бомб, называются **эксплозионными обломками**.

Лапилли представляют обломки преимущественно шлаков средней величины — в орех.

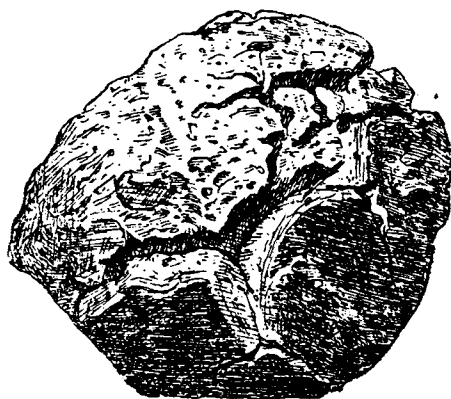


Рис. 31. Вулканическая бомба с наружностью вида «хлебной корки».



Рис. 32. Вулканическая бомба с хвостообразным окончанием.



Рис. 33. Скрученная форма вулканической бомбы.

Небольшие пузырьки лавы иногда лопаются с значительной силой, так что расплавленная лава вытягивается за обломками в виде стеклянных нитей. Эти нити известны под именем волос Пеле. Вспениваясь, лава дает пемзу. Разрушение таких пенистых образований ведет к образованию осколков стекла своеобразной вогнутой формы, представляющих обломки пузырьков, иногда групп смежных пузырьков (рис. 34). В шлифах разрезы их имеют характерные вогнутые очертания. Кристаллы в значительном количестве получаются в выбросах вулкана, особенно при взрывах, когда магма с выделившимися кристаллами достигает более высоких горизонтов жерла. В выбросах Везувия обычно кристаллы лейцита и пироксена, пироксены вместе со шлаком выпадали на склонах Стромболи и Этны, санидин встречается в пеплах Исхии, в пеплах Кракатоа (1882 г.) значительная часть состоит из плагиоклаза, авгита, энстатита и магнетита. В пеплах Камчатских вулканов (Ключевская сопка, Авача) главная составная часть представляет большую часть стекла, к которому присоединяется основной плагиоклаз, оливин, авгит, гипер-

стен, санидин и магнетит. Кристаллы пеплов часто весьма хорошо образованы.

В зависимости от преобладания того или другого рода обломков Пирсон различает три типа туфов.

1. Vitric tuffs—стекловатые туфы (или витрокластические), состоят главным образом из осколков стекла. Характерна упомянутая выше структура с вогнутыми очертаниями (Bogenstruktur по Mügge, иначе также Aschenstruktur — пепловая структура). Так как стекло легко разлагается, эти туфы обычно сильно изменены, силифицированы, местами пропитаны окислами железа, и от первичного характера их остаются только реликты структуры (рис. 35).

2. Crystal tuffs — кристаллические туфы, в которых преобладает накопление кристаллов отдельных минералов.



Рис. 34. Вулканический туф с витрокластической структурой (по Пирсону). Увелич. в 30 раз.

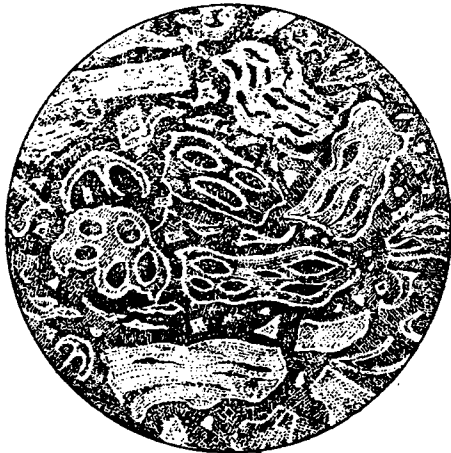


Рис. 35. Вулканический туф со следами витрокластической структуры (по Пирсону). Увелич. в 30 раз.

3. Lithic tuffs — обломочные (литокластические) туфы и брекчии с преобладанием обломков горных пород.

Структуры обломочных туфов и брекчии напоминают структуры кластических осадочных пород, но они отличаются от последних как особенностями состава, так и расположением обломков.

Присутствие бомб, лапилли и т. д. дает определенные указания на пирокластическое происхождение. Вулканические выбросы в эти породы попадают свежими, но вследствие пористости породы и стекловатого состояния обломков они легко подвергаются разложению. В каждом случае комбинация структуры и текстуры первичных минералов и продуктов разложения отличает их от осадков, подвергшихся процессам выветривания, транспорта, сортировки и отложения. Состав обломков естественно резко различен, сортировка в одновременных с извержением туфах отсутствует. Как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях в туфах быстро меняются размеры обломков. Удлиненные обломки в них располагаются вытянутостью перпендикулярно наслоению. Все

такие признаки структуры и текстуры могут служить для отличия этих пород.

Своеобразную текстурную разновидность представляют пизолитовые туфы. Они состоят из шаровидных комочков тонкого пепла (земляной град — *granizo di tierra* итальянцев), образующихся при падении отдельных капель дождя на тонкий сухой пепел и, вероятно, позднейшей переработке этих пепловых осадков ветром.

В. СТРУКТУРА ХИМИЧЕСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

У этих пород мы встречаем два типа структуры.

Кристаллически зернистая структура вообще. Этот тип является характерным для углекислых солей, для гипса, ангидрита и солей сильных кислот. Химически выделяющиеся известковый осадок или осадок доло-



Рис. 36. Структуры зернистого гипса. Увелич. в 16 раз.

митовый представляют первичные накопления очень мелких кристаллических неделимых кальцита, может быть иногда арагонита, или доломита. Таким образом, в сущности, здесь первично возникает тонкозернистая кристаллическая структура. То же имеет место, очевидно, и при выпадении из раствора серноокислых и других солей. Те соотношения минералов, которые мы наблюдаем в природе, возникают однако в большинстве случаев уже при диагенетических изменениях или даже при метаморфизме пород, когда происходит перекристаллизация пород в твердом состоянии. Поэтому мы встречаем здесь тот же кристаллобластический тип структуры (рис. 36), который характерен для пород метаморфических и подробно описывается в петрографии при рассмотрении этих пород. Обычно зерна минералов, слагающих породу (гипс, ангидрит) неодинаковой величины, так что структуры относятся к группе гетеробластических. Вытянутые волокнистые очертания создают сходство с нематобластическими, но бывает также лепидобластические и гранобластические структуры. Довольно обычны при этом в гетеробластических и порфиробластических структурах лучистые сростки более крупных кристаллов (рис. 37).

Таковы структуры зернистых гипсов и ангидрита, а также и солей. Относительно структуры солей, особенно галоидных, надо заметить еще следующее. Метаморфические явления в них происходят особенно легко. Благодаря легкой растворимости составные части легко мигрируют и вступают в реакции, которые в сложных растворах в зависимости от изменяющихся температур, давления и концентрации могут происходить в разных направлениях. Не останавливаясь подробно на структуре солей, которые, как полезные ископаемые, подробнее должны рассматриваться в учении о нерудных



Рис. 37. Ангидрит. Вверху рисунка видна тонкая прожилочка гипса. Башреспублика. Увелич. в 20 раз.

ископаемых, мы отметим здесь главные типы структур соляных пород. (1) Разные типы структур кристаллобластических, вызванных перекристаллизацией в твердом состоянии, близки к типам метаморфических пород вообще. (2) Метасоматические структуры или структуры замещения, которые во многом напоминают структуры, известные в рудных жилах. Кроме этих структур, наблюдаются (3) разные виды структур катакластических и, наконец, соли особенно галоидные отличаются сравнительно большой способностью к пластическим деформациям. При этом возникают особые типы структур, которым можно дать название (4) кри-

сталлопластических, характеризующихся формой минеральных зерен, как бы испытавших пластические деформации.

Инкрустационная структура. Выпадающий химический осадок в некоторых случаях может отлагаться, инкрустируя различные предметы, обломки, песчинки и т. д., лежащие на дне бассейна. В некоторых случаях такие корочки и их последовательно нарастающие слои, сростки и т. д. образуют главную массу породы. Признаки структурные в таких породах трудно отделимы от признаков текстурных. Как структурную особенность можно рассматривать совокупность тех признаков взаимных отношений минералов, какие обусловлены указанным способом отложения; иногда, напр., призматический облик нарастающих кристаллов, характер их соприкосновения в отлагающих корках.

Структуры известковых туфов, сталактитовые образования и др. могут служить примером. Породы с такой структурой могут обладать, кроме того, различными текстурными признаками в зависимости от формы и расположения корок.

Оолитовая структура. Другой тип структуры химических осадков представляет оолитовая структура. Породы, обладающие такой структурой, представляются образованными из мелких шариков, большей частью очень правильных, размерами приблизительно в пикринки («икряные камни» рис. 38). Оолитовая структура встречается у известняков, с одной стороны, и у железистых силикатовых пород, с другой. Известны также

•оолиты других веществ, напр. кремневые, но они, вероятно, не являются первичными.

При рассмотрении минералогического состава осадочных пород уже было упомянуто, что углекислая известь, образующая отдельные оолиты, в неизменных современных оолитах встречается в особой форме, получившей от Лакруа название ктипеита. Обыкновенно в центре оолита находится зернышко какого-либо постороннего вещества: кварца, слюды, полевого шпата, а иногда обломок другого, ранее образовавшегося оолита. На этом постороннем теле отложены концентрические слои углекислой извести, иногда кажущиеся слегка буроватыми в проходящем свете и белыми — в отраженном. Радиально лучистое строение в свежих оолитах отсутствует совершенно и его появление очевидно связано с перекристаллизацией.

При скрещенных николях оолиты обнаруживают черный крест тем более совершенный, чем совершеннее форма оолита. Двупреломляющее карбонатное вещество, образующее оолиты, обнаруживает цвета поляризации значительно ниже тех, которые мы знаем у арагонита или кальцита. Величина двупреломления в разных слоях несколько различна и в общем не превышает 0,040—0,050. Оптическая ориентировка такова, что N_g располагается по направлению радиуса, а N_p по касательной к слоям оолита.

По химическим свойствам ктипеит не отличается от арагонита и естественно возникает вопрос о том, не является ли он особой формой кристаллизации последнего подобно тому, как, напр., полевые шпаты кристаллизуются в форме сферолитов. Сорби, который первый изучал оолиты под микроскопом, именно так и смотрел на них, считая, что они состоят из арагонита, причем волокнообразные кристаллические неделимые последнего располагаются по касательной к поверхности (т. е. в направлении отрицательного оптического знака). Нам кажется такое представление весьма правдоподобным. Пониженное двупреломление в ктипеите можно объяснить тем, что мы наблюдаем здесь суммарное действие на поляризованный свет кристаллических неделимых арагонита, разнообразно расположенных в одной плоскости, касательной к растущему шарыку. Естественно, что при этом мы получим интерференционную окраску среднюю между той, которая отвечает N_g — N_p и N_m — N_p или N_g — N_m арагонита и даже ниже, если кристаллы расположены не строго в одной этой плоскости. Естественным представляется и несколько меньший удельный вес ктипеита вследствие не столь плотного прилегания его субмикроскопических кристалликов.

Таким образом, с этой точки зрения известковый оолит представляет

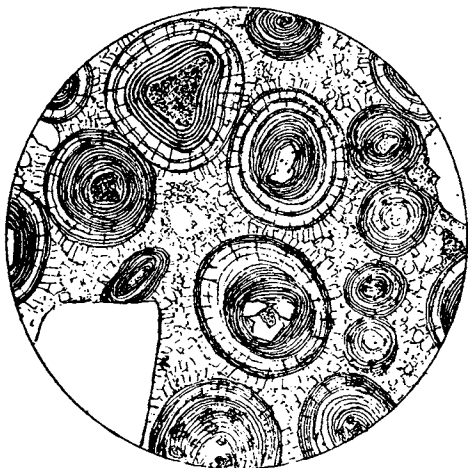


Рис. 38. Оолитовый известняк; крустификационная структура цемента; внизу песчинка кварца. Северный Кавказ. Увелич. в 30 раз.

агрегат субмикроскопически-тонких иголочек арагонита, как бы намотанных на подобие клубка вокруг центрального тела. Этим расположением он отличается от сферолитов, где иголки расположены радиально лучисто, исходя из центра. При превращении арагонита в кальцит, структура оолитов приобретает вторичную радиальную лучистость: тонкие игольчатые кристаллики кальцита растут или из центра, или из поверхности какого-либо концентрического слоя, располагаясь перпендикулярно слоям оолита, т. е. по радиусам. В других случаях арагонитовые оолиты перекристаллизуются в беспорядочно зернистый агрегат кальцита.

Образование современных оолитов происходит в движущейся воде, частью во взвешенном состоянии. Достигая известного размера, оолиты падают на дно. Размеры их в одной и той же породе более или менее одинаковы, они очевидно зависят от скорости движения воды. В некоторых случаях, напр., в оолитовом известняке с Медвежьего острова, наблюдаются следы перекачивания оолитов по дну в виде приставших к их поверхности кварцевых песчинок, покрытых дальнейшими солями нарастания и оказавшихся, таким образом, захваченными внутри оолитов, располагаясь по одной концентрической окружности.

В железистых оолитах, образованных чешуйчатыми минералами хлоритовой группы (шамузит, бавалит, тюрингит), чешуйки этого минерала располагаются в направлении касательной, т. е. тоже в обратном расположении по сравнению с хлоритовыми сферолитами, где направление наибольшего роста расположено радиально.

Вероятной причиной различия в строении сферолитов и оолитов является различие в разном направлении того сопротивления росту кристаллических волокон или чешуек, которое оказывает им окружающая среда. При росте сферолитов это сопротивление представляет вязкость окружающей среды. Оно направлено по радиусам растущего сферолита. При образовании оолитов в движущейся среде, направляющим является трение между ними и средой, действующее по касательной к поверхности. Кристаллические неделимые в том и другом случае располагаются так, что в этом направлении получается наибольшая плотность их кристаллических решеток.

Относительно образования оолитов было предложено несколько гипотез. Некоторые авторы считают, что оолиты представляют выделения коллоидного карбоната кальция или силиката железа, приобретшего анизотропизм вследствие натяжений, возникающих в коллоидной среде. Как известно, анизотропные свойства коллоида появляются благодаря возникающей в них правильной ориентировке мельчайших анизотропных частиц (микрон), составляющих эту тонкую дисперсную породу. Нетрудно понять, что ориентировка этих частиц по касательной к сферам вызовет такие же свойства, какие получаются и при описанной выше кристаллизации последовательно обволакивающих растущие шарики кристаллических волокон. Такая ориентировка объясняется натяжениями, возникающими в оолите при его образовании. Нельзя ее однако рассматривать как начавшуюся раскристаллизацию коллоида. Многочисленные наблюдения над такого рода кристаллизациями в стеклах и других несомненных коллоидах показывают, что при раскристаллизации возникает радиально лучистое строение сферолитов, отсутствующее в неизмененных оолитах. В осадочных породах такие лучисто построенные

перекристаллизованные образования мы встречаем в виде так называемых «стеклянных голов», напр., бурая стеклянная голова и др. Были предложены гипотезы образования оолитов жизнедеятельностью низших организмов, бактерий или водорослей, но случаи образования оолитов в термальных источниках или даже в искусственных условиях (в питающих трубах парового котла), заставляют считать гипотезу органического происхождения не вероятной.

С. СТРУКТУРА ОРГАНОГЕННЫХ ПОРОД.

В составе органогенных пород существенное участие принимают органические остатки и строением последних в значительной степени определяется структура всей породы. Мы выше рассмотрели главные особенности строения важнейших породообразующих органических остатков, и здесь нет надобности повторять это.

Структуры таких пород могут различаться: 1) по относительному количеству вещества органических остатков и цементирующего их материала, 2) по роду этих остатков. По первому признаку мы можем отличать содержание окаменелости породы от ракушечников, спонголитов, радиоляритов и т. п. органогенных пород, целиком или почти целиком состоящих из окаменелостей: напр., кремнистые сланцы со спикюлями губок от спонголитов, известняки с окаменелостями от раковинных известняков и т. п.; по второму признаку различаются, напр., коралловые известняки от брахиоподовых, диатомовые породы от спонголитов и т. д.

Органические остатки могут в породах встречаться или в целом виде (в таком виде обычно мы находим мелкие ископаемые, напр., форамениферы), или в виде обломков: окатанных или оскролков. Эти особенности нахождения их также являются структурным признаком пород органогенных.

Скажем еще несколько слов о структуре каменных углей, не останавливаясь на этом подробно, так как каменные угли, как полезные ископаемые, не являются предметом собственно петрографии.

Структура каменных углей определяется двумя факторами: 1) структурой тех органических остатков, из которых они произошли, 2) теми процессами битуминизации, гумификации и сапромиксификации, с которыми связано превращение растительного вещества в каменный уголь.

Так, *боггеды*, имеющие внешний вид плотной, более или менее легкой массы бурого-черного цвета, под микроскопом обнаруживают строение из скоплений (колоний водорослей *Pila*, *Reinchia*) в виде комочков сферидально смятой формы, погруженных в основной бесструктурной гомогенной массе, или соприкасающихся между собой.

Гумусовые угли не представляют однородной массы, состоя, как иногда видно уже макроскопически, из чередования матовых и блестящих полос. Слагающие составные части угля следующие:

а) Матовые черные волокнистого строения участки, легко растирающиеся в порошок; под микроскопом состоят главным образом из обугленной древесины и перидермы, строение которых иногда настолько сохраняется, что можно определить вид растительной ткани. Эти участки получили название *fusain* (фюзэн).

б) Блестящий уголь, представляющий остатки растений, большею частью разложившиеся до потери строения и склеенные гуминовым студнем. Под

микроскопом коллоидная масса, окрашенная в желтовато-бурый или красноватый цвет, иногда содержащая обрывки растений с различной структурой, которую можно разбить на такие типы:

b₁) гомогенная масса под микроскопом без следов присутствия растительных тканей, разбитая трещинами — vitrain (витрэн);

b₂) неоднородная масса буроватожелтой окраски, местами заметны следы строения растительных тканей — clastic (клярен);

b₃) участки, хорошо сохраняющие строение растительных тканей, но в отличие от fusain не имеют волокнистого строения и блестящие — xylain (ксилэн).

с) Матовые на вид, плотные крепкие участки, в прозрачных шлифах представляют массу из гумусового геля, заключающего желтоватые под микроскопом оболочки макро- и микроспор и пылцы и другие тела, природу которых не всегда можно установить.

Взаимные отношения ингредиентов гумусовых углей представлены схематически на рис. 39.

Черные, блестящие в свежем изломе сапромикситы под микроскопом представляют красную массу, в которой местами участки водоро-

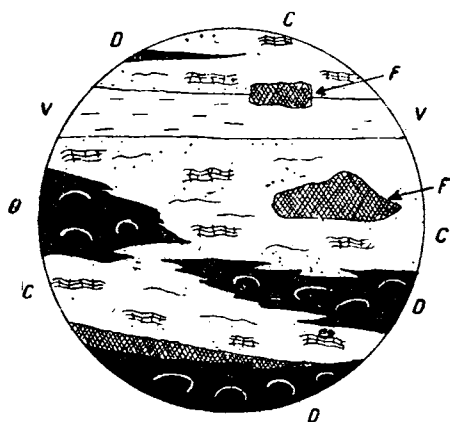


Рис. 39. Микроструктура каменного угля. F—фюзэн, D—дюрэн, C—клярэн, V—витрэн (по А. Стопсу).

слей еще сохранили свое клеточное строение. Попадает много примесей других растительных и животных организмов.

Прибавим, что для изучения структуры каменных углей в проходящем свете необходимы специально приготовленные препараты путем обработки материала химическими реактивами. Применяется также минерографический метод исследования протравленных полированных шлифов.

Д. СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ.

Карбонатные породы — известняки, являются в большинстве случаев органогенными породами, иногда химическими осадками. Мы уже рассмотрели первичные структуры тех и других. Однако не всегда структура, обусловленная способом образования, сохраняется. Под влиянием диагенетических и метаморфических процессов эти признаки происхождения пород утрачиваются, и потому кажется рациональным для известняков выделять типы структур, происхождение которых может быть остается и недостаточно ясным. Вместе с Лаппараном мы будем различать следующие главные типы структур карбонатных пород.

1. Кристаллически зернистая или мраморовидная, когда порода состоит из кристаллических зерен кальцита или другого карбоната, ясно различимых под микроскопом, а нередко и невооруженным глазом (рис. 40). Эта структура распадается на ряд разновидностей, выделяемых по величине зерен и по их очертаниям (рис. 40 и 41).

2. Тонко-зернистая или иловая (calcaire granuleux). Неделимые (гранули)

так мелки, что перекрывают в шлифе один другой и под микроскопом масса породы представляется мутноватой, однородной, с агрегационными розоватыми высокими цветами поляризации при скрещенных николях.



Рис. 40. Кристаллический известняк с остатками окаменелостей. Увелич. в 20 раз. Ю. Урал.

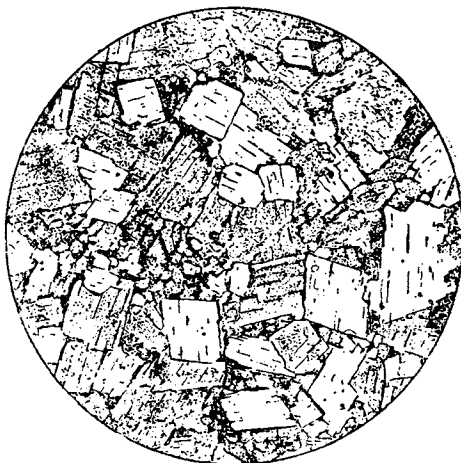


Рис. 41. Кристаллически-зернистая структура доломита. Увелич. в 30 раз. Ю. Урал.

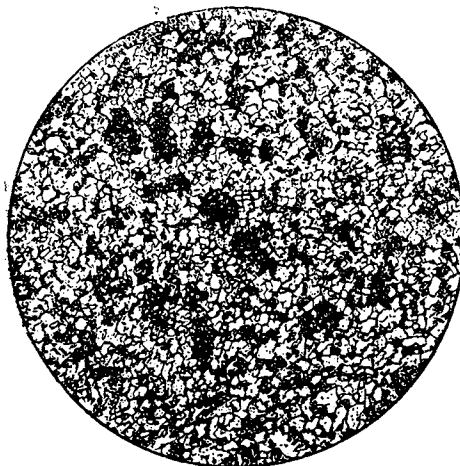


Рис. 42. Сгустковая структура известняка. Увелич. в 50 раз.



Рис. 43. Крустификационная цементация в обломочных рифовых известняках из буровой скважины на Фунафути (по Куллису). Увелич. в 140 раз.

3. Сгустковая структура (*à grumeaux*). Под микроскопом среди тонкозернистой массы, состоящей из различных кристаллических зерен карбоната, выступают на подобие сгустков многочисленные мутные, более тонкозернистые пятна (рис. 42), строение которых подобно структуре типа 2 (тонкозернистая — *calcaire granuleux*).

4. Оолитовая структура известняков уже была описана выше, и на ней нет надобности сейчас останавливаться.

5. Известняки с обломочной структурой (*calcaires graveleux*) состоят из сравнительно мелких обломков, главным образом, органических остатков, к которым также могут присоединяться песчинки и другого состава. Подобно тому, как в других кластических породах мы различаем по величине зерна псаммиты и алевроиты, и в обломочных известняках можно различить два вида: а) с обломками крупнее 0,1 — 0,15 мм и б) с более мелкими обломками. Зильберминц и Маслов для первых сохраняют название собственно обломочных, вторые называют шламовыми известняками. Существуют разновидности в зависимости также от характера цементации (рис. 43).

6. Известняки с органогенной структурой состоят в существенной мере из накопления органических остатков. По роду этих остатков можно различать: а) раковинные известняки, б) криноидные известняки, в) мшанковые известняки, г) рифовые известняки, е) фораминиферные известняки, ф) литотамниевые известняки и др.



Рис. 44. Крустификационная текстура известняка из буровой скважины в Чусовских Городках. Урал. $\frac{2}{3}$ нат. вел.

Образование органогенных известняков может происходить двумя путями: 1) органические остатки накапливаются в виде обломков, подвергающихся затем цементации и превращению в твердую породу и 2) порода органического происхождения, в данном случае известняка, прямо строится организмами в виде твердой массы, как это мы видим в коралловых рифах и в некото-

рых водорослевых известняках. Для известняков последнего типа был предложен термин стереофитовых. Таким образом, в известняках органогенного происхождения могут различаться два типа структуры или текстуры. 7. В известняках оолитовых, обломочных и иногда органогенных в некоторых случаях можно заметить особую структуру, обусловленную способом отложения известкового вещества, цементирующего оолиты, обломки или органические остатки, — в виде корок. Это уже упоминавшееся явление крустификационной цементации. В некоторых случаях цемента так много, что структура всей породы, главным образом, определяется строением и формой крустификационных образований, возникающих при цементации. Это тип инкрустационной структуры в собственном смысле слова, также уже упоминавшийся (рис. 44).

Когда это явление происходит в более крупном масштабе, мы имеем дело уже с текстурными особенностями, о которых будет сказано ниже.

Петрографическая характеристика известняков должна, кроме состава: чистый, доломитовый, мергелистый и т. п., указывать и структуру. Кроме перечисленных основных типов, разумеется, существуют и переходные, которые могут обозначаться сложными, составными названиями.

VI. ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Слоистость. Основной текстурный признак осадочных пород — их слоистость. Слоистость — признак существенный, связанный с самим процессом образования породы. Накопление вещества, ее образующего, про-

исходит путем отложения его на некоторой поверхности, слой за слоем. Изменения в условиях, при которых эти отложения происходят, влечет различие в самих слоях и вызывает слоистость породы. Однако, не всегда эта слоистость в породах ясно заметна. В химических осадках, как напр. ангидрит, гипс (алебастр), каменная соль, мы часто имеем кристаллически зернистые породы без заметной слоистости. Далее нередко такой слоистости не обнаруживают известняки и доломиты. Даже в кlastических породах, каковы песчаники, и даже некоторые глинистые породы, слоистость или плохо заметна и совсем незаметна в отдельных кусках, и ее можно различить только в значительных массах породы.

Таким образом, прежде всего уже по внешнему виду различаются два типа текстур: 1) слоистые текстуры и 2) неслоистые.

Сланцеватость в осадочных породах (cleavage), которую надо строго отличать от слоистости, появляется в связи с механическими воздействиями на породу, и мы коснемся ее несколько ниже.

В слоистой породе различаются отдельные слои или прослои, более или менее отличающиеся один от другого по своему составу и структуре. Таким образом в слоистых породах текстурные признаки зависят а) от различия слоев между собой и б) от взаимных отношений этих слоев.

Различие слоев по составу. С точки зрения состава отдельных слоев мы можем различить два вида слоистых пород. 1) В большинстве случаев отдельные слои, несмотря на некоторые различия, принадлежат к одному типу: так, в слоистых песчаниках отдельные слои отличаются величиной зерна, но все они представляют слои песчаника; в ленточных глинах такое же различие между слоями; в известняках отдельные слои могут отличаться структурой, но все слои известняковые; в мергелистых известняках может быть разный состав отдельных слоев, но они не выходят из пределов, определяемых названием породы, и т. д. 2) В других случаях порода представляет переслаивание слоев совершенно различного состава, отвечающего разным типам породы. Так, напр., прослойки глинистого сланца могут чередоваться с прослойками песчаникового состава или с прослойками известняковыми, прослой гипса с глиной и т. д. Такая смена слоев встречается в самых различных масштабах, начиная от перепластывания слоев, мощность которых измеряется дециметрами, метрами и больше, до тончайших прослоек в доли миллиметра.

Пока мы имеем настолько мощные отдельные слои, что из каждого из них можно выбить особый образец, мы можем говорить о перепластывании разных пород, о перемежаемости слоев и о их переслаивании. Когда же слои настолько тонки, что многократно повторяются в одном куске, то удобно употреблять особый сложный термин для обозначения такого образования, как одной горной породы. В некотором смысле мы имеем здесь нечто аналогичное такситовой текстуре в изверженных горных породах.

Так как такие породы по существу их сложения всегда отчетливо слоисты, то их можно по смыслу русского термина «сланец» называть сланцами, прибавляя двойное определение, составленное из названий пород, составу которых отвечают отдельные прослойки. Так, мы можем различить известняково-глинистые сланцы, песчаниково-глинистые, железняково-кварцитовые и т. д. Не надо эти термины смешивать с такими, как известково-глинистый сланец, песчанисто-глинистый, железисто-кварцитовый и т. д. Известняково-глинистый сланец представляет чередование тонких

прослойков, из которых одни имеют состав глинистого сланца, другие — известняка, а в известковоглинистом сланце углекислая известь равномерно примешена к веществу глинистого сланца, в песчанисто-глинистом сланце песчинки рассеяны по всей его массе и т. д.

Обычно в породах отдельные прослои не различаются столь резко, как в указанных сланцах сложного состава, и мы имеем дело с более или менее ясно слоистой породой однотипной во всей своей массе. Так можно говорить о ясно слоистом песчанике, известняке и т. д.

Слоистая текстура таких пород различается: 1) по различию отдельных прослойков, 2) по их относительной и абсолютной мощности, 3) по взаимным отношениям прослойков.

Отдельные слои могут отличаться или составом, или структурой, или тем и другим вместе. В песчаниках, напр., разные слои могут состоять из песчинок разной крупности. Крупностью песчинок или примесями песча-

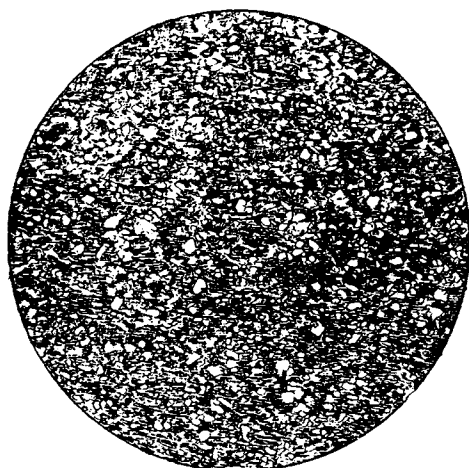


Рис. 45. Алевропитовая структура сланца. Ю. Урал. Увелич. в 30 раз.

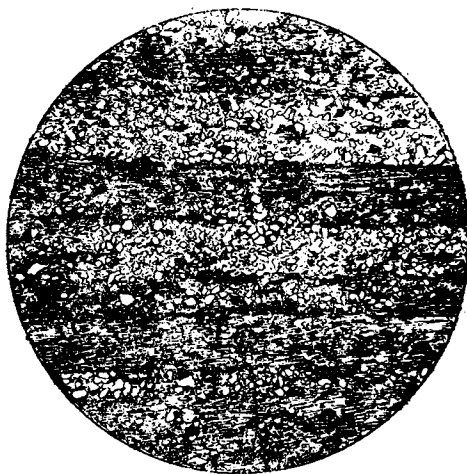


Рис. 46. Алевропитовая структура сланца. Ю. Урал. Увелич. в 20 раз.

нистого или углистого вещества могут различаться разные слои глинистых сланцев, составом — слои мергелей и т. д.

Примесь мелких алевроитовых частиц (silt), измеряемых сотыми долями мм, вообще очень распространена в глинистых сланцах. С точки зрения текстуры важно отмечать, располагаются ли такие более крупные пылинки, равномерно засоряя пелитовую массу или накапливаются в виде отдельных тонких слоев. В последнем случае эти слои дают возможность точно установить направление первичной слоистости, часто трудно уловимой по другим признакам.

Для различия двух указанных типов текстур сланцев можно, согласно с только-что принятым правилом, пользоваться такими терминами:

а) сланцы с алевропелитовой структурой, когда примесь алевроитовых частиц более или менее равномерно рассеяна в пелитовой массе (рис. 45) и б) сланцы с алевропитово-пелитовой структурой (или текстурой), когда имеет место чередование прослойков пелитовых и алевроитовых (рис. 46), Мощность отдельных прослойков может быть весьма разнообразной и для разных прослойков весьма неодинаковой. Так могут чередоваться

Взаимные отношения слоев.

По Андре.

						Непрерывная	С перерывами
I. „Нормальная“ (согласная) параллельная слоистость	Повторная слоистость	Слоистость без изменения породы		Симметрическая параллельная слоистость	а. Симметрическая параллельная слоистость без изменения пород	—	I а3 Повторная слоистость без изменения породы, но с перерывами в отложении
		Слоистость сопровождаемая изменением породы	Симметричное изменение породы		б. Симметрическая параллельная слоистость с изменением характера породы	I бх Симметрическая повторная слоистость только с изменением пород	I б3 Симметрическая повторная слоистость с изменением породы и перерывами в отложении
			Периодическое изменение породы	в. Периодическая параллельная слоистость с изменением породы	I вх Периодическая повторная слоистость только со сменной фации	I в3 Периодическая повторная слоистость со сменной фацией и перерывами в отложении	
	Обыкновенная параллельная слоистость	Совершенно несимметрическое изменение породы		д. Несимметрическая параллельная слоистость		I дх Обыкновенная параллельная слоистость только с несимметрической сменной фацией	I д3 Обыкновенная параллельная слоистость с несимметрической сменной фацией и перерывами в отложении
II. Косая слоистость (несогласная)	а. Простая косая слоистость: слоистость конуса накопления, растущего в одну сторону (особое внимание на простираание и падение косых слоев и изменение углов в зависимости от расположения разреза)					II ах Косая слоистость отдельно от конуса накопления (осыпь, песчан. блужд. дюны)	—
	б. Диагональная слоистость, происходит из комбинации нормальных (I) и по типу II а отложившихся пачек слоев. Последние с одинаково направленным углом падения					II бх Диагональная слоистость без перерыва в отложении (сюда относится большая часть отложений около рифов; некоторых слоистых потоков)	II б3 Диагональная слоистость с перерывами в отложении и со смывом нормально наложенных в основании слоев (слоистых потоков)
	в. Перекрещивающаяся слоистость. Накопление слоев типа II а с многократной сменной направленности падения, т. е. направления роста соответствующего склона накопления					—	II вх Перекрещивающаяся слоистость с часто повторяющимися перерывами в отложении и с наложением вследствие сноса, обычно из разделяющихся горизонтально слоев (слоистость дюн и мульд)

сравнительно мощные прослойки более крупнозернистого песчаника с очень тонким слоем более тонкозернистого и глинистого и т. п. Подобное чередование разных слоев может повторяться закономерно или быть беспорядочным.

Взаимные отношения отдельных прослоев могут быть разнообразными. Мы можем различать:

I. Расположение прослоев и их протяжение: а) Прослойки располагаются согласно (параллельно один к другому) и при этом: а) они выдерживаются на более или менее значительном протяжении; б) они быстро выклиниваются и сменяются один другим. Такая текстура может перейти даже в чечевицеобразное переслаивание. б) Прослойки располагаются несогласно, образуя диагонально слоистую породу, или породу с косою слоистостью.

В косослоистых и диагонально слоистых текстурах можно различать два основных случая: 1) когда косые слои чередуются с нормальными — прерывно-косая или диагональная прерывно-косая слоистость и 2) когда вся порода образована косыми слоями — непрерывно-косая слоистость. И в том и другом случаях косые слои могут быть направлены в одну или разные стороны (односторонняя, или собственно косая слоистость и двусторонняя косая или перекрещивающаяся слоистость). Косые слои никогда не бывают наклонены круче 40° , обычный наклон около 20° ; более крутые наклоны слоев свойственны отложениям потоков и дельтовым образованиям. В отложениях с диагональной слоистостью, где присутствуют нормальные прослойки, для каждого слоя с косою слоистостью можно различать: 1) собственно косые или диагональные слои (forset); 2) покрывающие прослойки (topset) и 3) подстилающие прослойки (bottomset). Верхний или нижний слой, а иногда и оба, могут выпадать. В некоторых случаях эти три составные части диагональной слоистости настолько увеличиваются в масштабе, что приходится говорить уже не о текстуре породы, а об особенностях залегания ее слоев.

II. Прослойки могут отлагаться один за другим непрерывно, или отложения их происходят с перерывами. В некоторых случаях можно установить следы такого перерыва, сопровождаемого иногда даже размывом нижнего слоя, но часто перерывы остаются незаметными.

В прилагаемой таблице на стр. 61 дана систематика взаимных отношений слоев.

Особенности плоскостей наслоения. Признаками, обусловленными взаимными отношениями прослоек, являются также особенности плоскостей наслоения, которые, таким образом, можно рассматривать как текстурный признак.

В обычном случае плоскости наслоения бывают ровными, в других случаях они неровные, вследствие:

- 1) волноприбойных знаков (ripple marks, рис. 49 — 52);
- 2) отпечатков капель дождя (рис. 47);
- 3) кристаллов соли, льда и т. д. (рис. 48);
- 4) следов трещин усыхания;
- 5) следов ползания червей или других следов животных;
- 6) следов движения воды, струек воды и т. д.

Изучение каждого из этих текстурных признаков может дать важные указания на условия образования породы. Так, напр. волноприбойные знаки могут быть: 1) симметричными и асимметричными; 2) может изме-

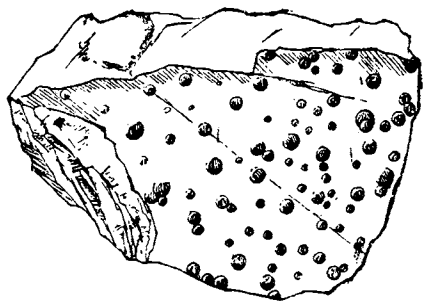


Рис. 47. Следы капель дождя.
1/2 ват. вел.

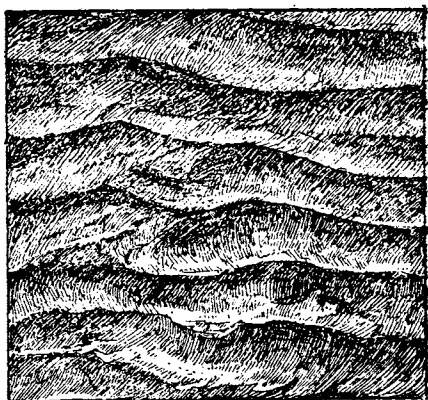


Рис. 50. Волноприбойные знаки.



Рис. 48. Следы кристалло льда
(по Уддену).

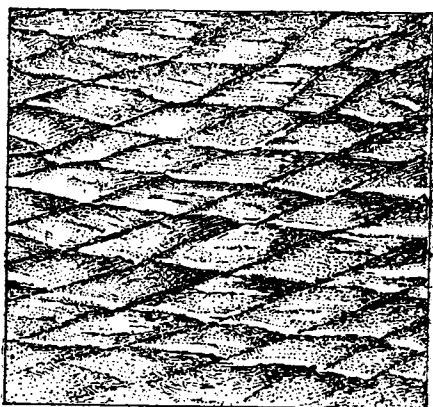


Рис. 51. Перекрещивающиеся волно-
прибойные знаки. -



Рис. 49. Профили волноприбойных знаков
(по Холмсу).



Рис. 52. Языкообразные волно-
прибойные знаки.

няться их амплитуда и 3) гребни их могут быть или закругленными или приостренными (рис. 49). Наконец, на поверхности пласта они могут быть расположены: 1) параллельно, иногда изгибаясь (рис. 50), или 2) пересекаясь, давая ромбический рисунок (рис. 51) или 3) быть неправильно-языкообразных в плане (рис. 52) очертаний. Комбинация тех или других признаков характеризует условия образования ряби. Волноприбойные знаки, связанные с движением волн или ветра, асимметричны, и для первых отношение ширины к высоте от 3 до 6, тогда как для вторых — от 20 до 30. Ромбические очертания ряби возникают при слабом течении, языкообразные — при быстром изменении глубин. Симметричная рябь вызывается колебательными движениями воды при отсутствии течения и т. д. О волноприбойных знаках существует обширная литература. Мы не будем здесь останавливаться на подробностях.

Сколитовые песчаники. В так называемых трубчатых песчаниках (pipe sandstone) или сколитовых (от слова *Scolithus*, которым обозначали эти трубчатые образования), известных в кембрии Швеции, Шотландии, Канады, наблюдается оригинальная текстура в виде прямых трубочек диаметром то 1 — 2 мм, то 6 — 8 мм, довольно густо расположенных и направленных перпендикулярно к слоистости породы. Они заполнены тем же песком, или слабее сцементированным или, наоборот, сильнее пропитанным окислами железа. Эти трубки одни рассматривали, как норки червей, другие объясняют их как пути, по которым через песок пробились пузырьки воздуха, образующиеся в массе смачиваемого волной прибое сухого слоя песка, или пузырьки газов, возникающие при разложении органического вещества, попавшего в песок.

Усложнение поверхности наслоения может вызываться коррозией поверхности отложившегося осадка или растворяющим действием воды, циркулирующей между слоями. Неравномерное растворение поверхности известняков производит очень причудливые формы карманов, выступов, гребней и т. п., которые перекрываются следующими отложениями.

Стилолиты. Может быть наиболее вероятным является объяснение действием растворения происхождения стилолитов. Этим названием обозначают колонкообразные выступы одного слоя, проникающие в другой, его покрывающий, имеющие неправильные полигональные поперечные сечения (рис. 53). Колонки сверху часто прикрыты глинистыми прослойками или раковинами (рис. 54). В разрезах, перпендикулярных слоистости, стилолиты дают зубчатую сутурную линию соприкосновения слоев. Предполагают, что они возникли как остатки от растворения подлежащего слоя, при постепенном оседании накрывающего его осадка; следы такого оседания видят в продольных бороздах на стилолитах. Таким образом, по происхождению своему стилолитовая текстура стоит на границе между первичной сингенетической и диагенетической, происходившей уже после образования осадка.

Все остальные текстурные признаки, перечисленные выше, возникают первично, одновременно с отложением породы.

К числу первичных текстурных признаков надо отнести одну особенность *расположения галек*, замечаемую в некоторых галечниках и конгломератах. Именно, плоские гальки в них располагаются несколько косо в пласте, будучи наклонены в одну сторону. Наблюдения над современными галечными отложениями обнаруживают, что в прибрежных галечниках

плоские гальки лежат, наклоняясь к морю, а в речных отложениях они падают вверх по течению. Такой текстурный признак является тем редким для осадочных пород случаем, когда текстура зависит от расположения составляющих породу элементов, что, наоборот, постоянно мы встречаем в породах изверженных. Во всяком случае это, очевидно, признак первичный, возникший одновременно с отложением осадка.

Кроме того, среди первичных текстур осадочных пород можно различать некоторые *органогенные текстуры*. Так, полипники или строматопоровые известняки можно рассматривать не только как структурные типы, но и как текстурные. Копрогенная (из экскрементов животных) текстура может представить другой пример.

В некоторых случаях накопление химических осадков на дне бассейна происходит не ровным слоем, а образуя выступы, как бы наросты, которые несогласно перекрываются следующими слоями. Получается своеобразная «протыкающая» слоистость. Подобные текстуры попадаются в доломитах Саткинского района на Урале.

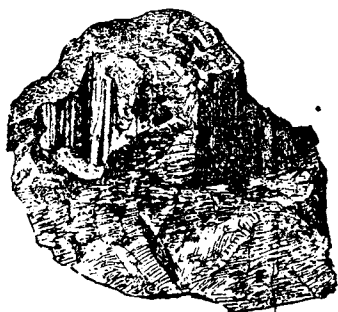


Рис. 53. Стилолит. Приуралье, пермские отложения. $1\frac{1}{2}$ нат. вел.

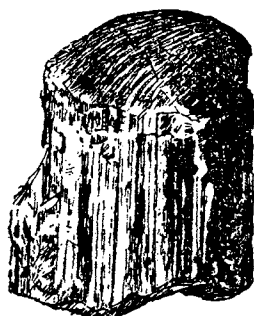


Рис. 54. Стилолит с покрывающей его раковинной *Spirifer*. $1\frac{1}{2}$ нат. вел.

Конкреции. Некоторые текстуры представляют результат процессов диагенетических. Прежде всего это группа конкреционных текстур. Конкреции представляют стяжения вещества около каких-нибудь центров, происшедшие в массе породы. В одних случаях они обнаруживают радиально-лучистое строение, как, напр., конкреции пирита или марказита, в других — скорлуповато-слоистое строение, характерное для коллоидов и связанное с явлением диффузии, происходящей при образовании таких стяжений. Такие конкреции особенно типично представлены в некоторых кремнях, развивающихся среди известняков.

Обычными являются конкреции известковистого вещества в глинистых породах. Формы их разнообразны: иногда это простое обволакивание органических остатков или других посторонних тел, иногда это более или менее правильные шарообразные формы (рис. 55); в некоторых случаях как бы растрескавшиеся или разбитые жилками, выступающими в виде ребер на поверхности конкреции (септарии, рис. 56), иногда видно ясное влияние на их форму слоистости породы, в которых такие конкреции развиваются (напр., в иматрских камешках) (рис. 57). Среди форм конкреций различают: 1) сферические, эллипсоидальные или диско-

идальные, 2) цилиндрические, 3) неправильные и почковидные. Размеры их разнообразны: от миллиметров до нескольких сантиметров, но иногда они достигают размеров метра и больше. Чаще всего конкреции, как только что сказано, представляют образование диагенетическое, воз-

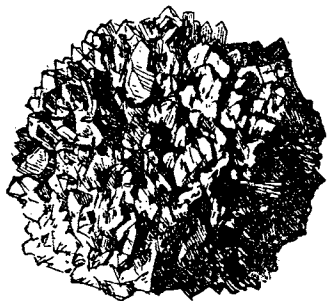


Рис. 55. Известковая конкреция. Антраконитовый шар из кембрийской глины. $\frac{1}{2}$ нат. вел.



Рис. 56. Септария. Видны ребрами выступающие жилки, рассекающие конкрецию. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

никшее уже в среде отложившегося осадка. Иногда они возникают первично на морском дне (рис. 58), и в некоторых случаях даже почти весь осадок состоит из накопления конкреционных стяжений. Среди меловых отложений Туркестана, или среди девонских Урала встречаются так называемые сrostковидные известняки, представляющие вероятно такие образования.

В некоторых случаях известковые конкреции совершенно переполняют



Рис. 57. Известковая конкреция. «Иматровский камешек». $\frac{1}{2}$ нат. вел.

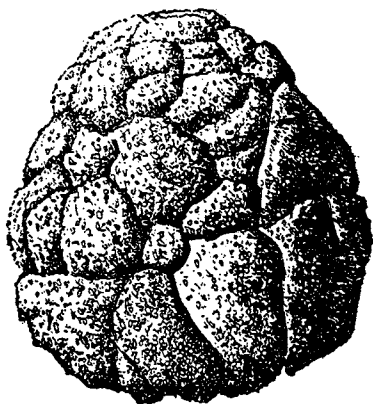


Рис. 58. Марганцевая конкреция из красной абиссальной глины (по Моррею).

породу, и она представляется состоящей из более или менее плоских известковых стяжений, разделенных веществом, имеющим состав глинистого сланца. Немцы называют такие породы *Kramenzelkalk*. Примером современных известковых конкреций, образующихся на дне моря, могут служить конкреции, образующиеся на дне Ауклендской гавани (Новая Зеландия); они достигают до 6 дюйм. в поперечнике и образуются на глубине 8 — 12 метров. Известны также фосфатовые, марганцевые и железистые конкреции. Фосфатовые конкреции свойственны малым глубинам, марганцевые, наоборот, образуются на большой глубине (рис. 58).

В некоторых песчаниках — в германских, пестрых песчаниках, в скади-
навских песчаниках Дала и других — попадаются линзообразные,
похожие на конкреции, тела глинистого состава. Их образование свя-
зано с механическим разрушением глинистых слоев, и с конкрециями
они в сущности имеют лишь внешнее сходство. Их следует называть
псевдоконкрециями.

В некоторых песчаниках конкреционное строение цемента обуслови-
вает образование более плотных шаров, из которых и складывается порода
(напр., так называемые шаровые песчаники). Того же порядка обра-
зование в этих породах шаровой отдельности. В кварцитах Бакала (Урал)
встречаются своеобразные цилиндрические тела в несколько дециметров,
иногда до метра в поперечнике, располагающиеся перпендикулярно
слоистости и состоящие из того же кварцита. Вероятно это тоже род кон-
креций, обусловленный циркуляцией вод в песках около каких-то вер-
тикальных каналов, изменившей состав цемента породы, превращенной
затем в кварцит. Подобные образования описаны и из других мест. Это
все диагенетические текстурные признаки.

Конкреции располагаются внутри породы иногда без заметного порядка,
но часто следуют одной из поверхностей наслоения. При этом в некото-
рых случаях они как бы раздвигают пласты, в других же, наоборот,
они залегают, пересекая слоистость.

В грубых песчаниках и конгломератах Туркестана иногда наблюдаются
гипсовые конкреции, нарастающие с нижней стороны более крупных
галеk, как бы в виде сосулек или «бороды», спускающиеся под ними в
окружающую массу пласта (по сообщению В. Н. Вебера).

Инкрустационная текстура. К конкреционным текстурам приближается
по способу образования иногда встречающаяся в известняках текстура,
которую мы назовем инкрустационной. Сущность этой текстуры заклю-
чается в том, что главная масса породы образована из корок, инкрусти-
рующих обычно органические остатки или обломки. Эти корки большей
частью обнаруживают концентрическое и вместе с тем поперечно-воло-
книстое строение. Облекая последовательно какую-нибудь раковину или
другое тело и разрастаясь, они образуют массу породы, оставляя обычно
небольшие пустоты, отчего порода вместе с тем является пористой. По-
добную структуру мы имеем в известковых туфах, но иногда она возни-
кает и в морских известняках. Довольно распространены такие извест-
няки в швагериновом горизонте уральских каменноугольных отложений.
Из таких известняков получена нефть в Чусовских городках на Урале.
В образцах из буровых скважин при этом можно видеть, что поры, кото-
рые остаются между известковыми инкрустациями, образующими по-
роду, заполнены каменной солью.

К числу текстурных признаков мы относим также особенности строения
породы, вызванные механическими причинами, обычно после образо-
вания породы, реже во время образования. Прежде всего сюда следует
отнести сланцеватость пород.

Сланцеватость. Сланцеватостью называют способность породы раска-
лываться по параллельным поверхностям на более или менее тонкие
плитки или пластины. Эта способность связана с особенностями внут-
реннего строения или микроструктуры, иногда мало заметной при первом
взгляде. Поверхности сланцеватости могут совпадать с поверхностями
наслоений, но чаще они не совпадают с ними. Строго говоря, сланцева-

тость является уже проявлением метаморфизма, но она возникает при столь слабой его степени, в породах так мало измененных, что об ней нельзя не упоминать при описании нормальных осадочных пород.

Под влиянием одностороннего давления порода приобретает прежде всего механическую анизотропность: в направлении давления ее свойства иные, чем в перпендикулярных к нему. Если в таких условиях происходит новообразование минералов, то, как установлено и опытом и разъяснено теоретически, вновь образующиеся минералы будут располагаться в определенно ориентированном положении к направлению давления. Этот принцип в особенности имеет значение при образовании кристаллических сланцев, но его действие сказывается уже в мало измененных глинистых сланцах, в которых на очень ранней стадии еще в не

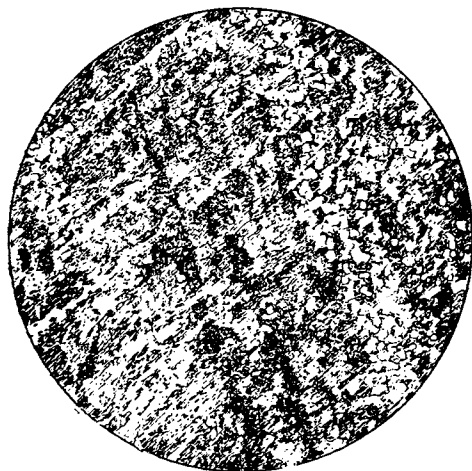


Рис. 59. Возникновение клеваша. Слоистость видна по алевритовому прослойку внизу. Бакальский рудник. Увелич. в 35 раз.

сильно затвердевших породах (shale) наблюдается новообразование серицита, частью хлорита и других чешуйчатых минералов. Располагаясь в параллельном положении, они намечают поверхности возникающей таким образом сланцеватости. Иногда можно заметить в сланцах, пропитанных органическим веществом, миграцию органического пигмента, который, вместо первичного расположения по слоистости, отмечает уже направление возникающей сланцеватости. В некоторых случаях только этот признак и удается заметить под микроскопом, причем в несогласии этой сланцеватости с первичной слоистостью можно убедиться, если в породе присутствуют тонкие прослойки але-

вритового материала (рис. 59). В других случаях давление вызывает явное смятие в породе, и трещины сланцеватости (клеваша) развиваются как трещины разрыва и сдвигов отдельных частей породы. (рис. 60) В шлифах можно наблюдать микроскопические складочки с разрывом одного из крыльев и иногда с очевидным перемещением соседних частей. Макроскопически эти явления могут оставаться незаметными

В некоторых случаях и макроскопически видны деформации породы, вызывающие нарушение правильной слоистости или сланцеватости. Наиболее важными из них являются: 1) пльчатость в сланцеватых породах, 2) некоторые виды скорлуповатого сложения в мергелях или известняках и доломитах, 3) брекчиевидная текстура известняков.

Первые две текстурные формы связаны с сокращением пластов породы, последняя с расширением ее. Механические причины, вызывающие подобные структуры, могут быть двух родов: или это горообразующее давление или же напряжения, которые возникают в самой породе, напр. при гидратизации ангидрита и превращении его в гипс, может быть в некоторых случаях при превращении арагонита в кальцит, или, наконец,

движения, происходящие в еще не затвердевшем осадке, скользящем под водой по своему ложу.

Плюйчатость. Плюйчатость возникает легче всего в пластичных и слоистых породах. Этим названием обозначают мелкую складчатость, возникшую вследствие смятия. Размеры складок колеблются от видимых лишь в обнажениях до микроскопических, которые можно наблюдать в шлифе. Когда породы, получившие плюйчатую структуру, переслаиваются с менее пластичными, напр., сланцы с известняками или песчаниками, то плюйчатость не распространяется на последние, ограничиваясь более пластичными слоями. По величине складок плюйчатости можно различать текстуры: макроплюйчатую и микроплюйчатую. Первая хорошо видима невооруженным глазом, вторую ясно можно наблюдать только под микроскопом (рис. 60).

Складочки плюйчатости почти всегда бывают асимметричными и иногда переходят с разрывом сплошности слоев в микросбросы. Так возникает кливаж размятия в сланцах. Нередко же изгибы плюйчатости хорошо обрисовываются благодаря развитию по слоям серицита и других минералов.



Рис. 60. Плюйчатая текстура в кварцитовом сланце. Полярный Урал. Увелич. в 8 раз.

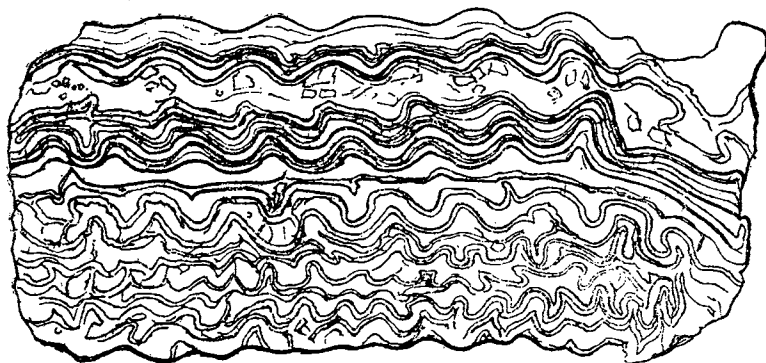


Рис. 61. Плюйчатость в гипсе, возникшая при его образовании из ангидрита. Приуралье. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

В гипсах иногда наблюдается плюйчатость, ограничиваемая отдельными прослойками породы. Ее возникновение в этой породе естественно объясняется давлением, вызванным расширением объема, сопровождающим превращение ангидрита в гипс.

Складочки такой пloyчатости иногда обнаруживают несогласное расположение: против антиклиналей в одном слое располагаются синклинали в другом и наоборот (рис. 61). Плойчатость, вызванная сползанием осадка по своему ложу в период образования пласта, также ограничивается отдельными прослойками

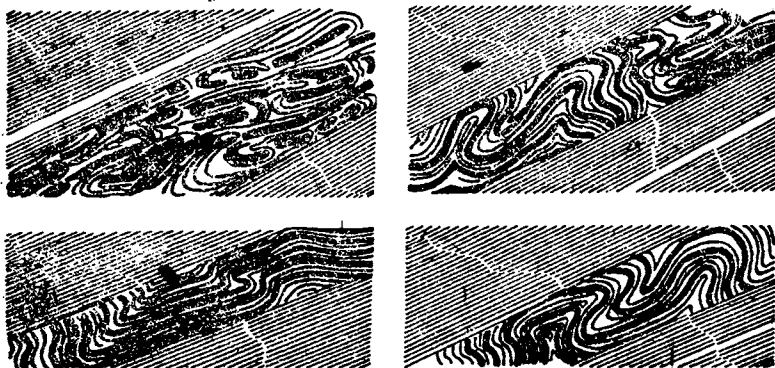


Рис. 62. Складчатость вследствие сползания осадка по дну бассейна (по Логану).

(рис. 62), залегающими между ненарушенными слоями; характерным признаком в этом случае является срезывание складочек, смятых прослойков в контакте с ненарушенными и их ассиметричность. Некоторые авторы указывают на возникновение разломов и появление брекчий вследствие того же сползания.

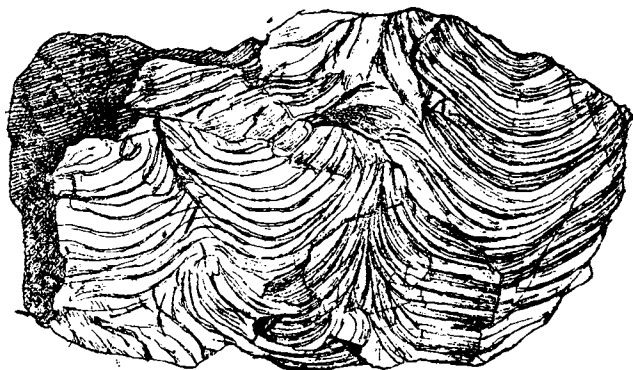


Рис. 63. Скорлуповатая текстура доломита. Бакальские рудники. $\frac{1}{2}$ nat. вел.

Скорлуповатая текстура. В породах, обладающих другими механическими свойствами, давление и сокращение пласта в его плоскости может вызвать скорлуповатую текстуру. В этом случае на плоскости слоистости возникают более или менее изометричных очертаний вздутия и соответственно впадины. Это своего рода миниатюрные брахи-антиклинали и брахи-синклинали. Они большей частью тесно прилегают одна к дру-

гой, но иногда разделены промежутками. В последовательных слоях породы выпуклости (или соответственно впадины) располагаются одна под другой, при чем размер их часто уменьшается так, что совокупность таких налегающих выпуклых скорлуп образует конус, и эти конусы, прилегая один к другому, слагают породу (одна из разновидностей cone-in-cone structure). В других случаях пачки скорлуп одного размера образуют цилиндрические тела. Отношение диаметра скорлуп к их глубине различно, чаще они сравнительно плоские, но иногда принимают бокаловидную форму. Подобные скорлуповатые доломиты распространены в низах среднего девона Урала и

давно описаны оттуда под указанным названием Чернышевым (рис. 63). Осевые плоскости складок плейчатости, а также оси конусов такой cone-in-cone текстуры в мало изогнутых пластах, или в антиклинальных и синклинальных перегибах располагаются более или менее нормально к слоям; в боках сильно сжатых складок они наклонены.



Рис. 64. Cone-in-cone текстура. Тот же образец; вид сбоку. Видна форма конусов. $1/2$ нат. вел.

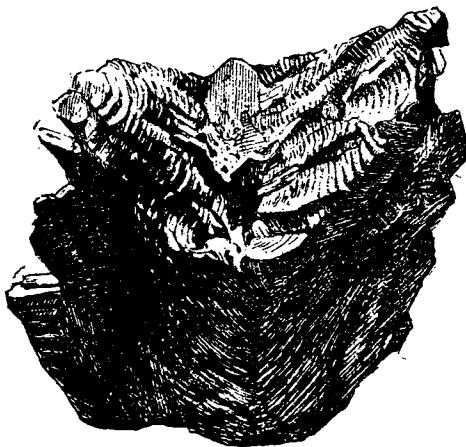


Рис. 65. Cone-in-cone текстура; вид наискось сверху. Видна морщинистость поверхностей конусов. $1/2$ нат. вел. Река Нарын. Казакстан.

Cone-in-cone текстура. Под тем же названием cone-in-cone structure описывают также и иную текстуру. Возникновение этой текстуры cone-in-cone, представляющей тоже совокупность пачек круговых конусов, вложенных один в другой, не вполне разъяснено. Высота конусов чаще всего от 2 до 10 см., ширина оснований также различна. Угол при вершине обычно от 25 до 70°. Поверхности часто неровны, бороздчаты, морщинисты (рис. 64 и 65). Обычны на этих поверхностях кольцеобразные отложения глинистого вещества. В составе конусов преобладает углекислая известь. Распространена эта текстура особенно в мергелях и глинистых сланцах. Так как она наблюдается иногда почти в ненарушенных пластах, то можно думать, что она вызвана здесь давлением и перемещением веще-

ства в связи с диагенетическим процессом. Предполагают, что таким процессом изменения может быть превращение арагонита в кальцит, вызывающее давление благодаря расширению объема. Кроме того, допускают частично растворение и переотложение вещества.

И в пloyчатой, и в скорлуповатой, и в *соне-ин-соне* текстуре с геометрической точки зрения общим признаком является деформация плоскостей наслоеия, вызванная разными причинами своего рода микроскладчатых и морщинистых слоев. Собственно пloyчатая структура характеризуется вытянутыми в одном направлении складочками или морщинами, в скорлуповатой и конической текстуре неровности слоя имеют изометрические очертания, будучи рассматриваемы в плоскости пласта. Это существенное различие формы многие авторы склонны объяснять различием направления сил, вызывающих такие тек-



Рис. 66. Поверхность слоя при энтеролитовой текстуре, ок. $\frac{1}{50}$ нат. вел. (по Кокену).

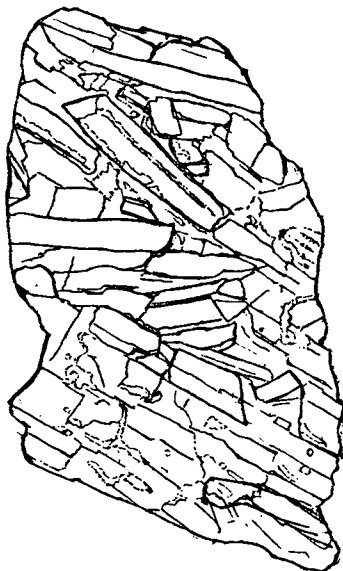


Рис. 67. Брекчиевидный доломит. Окрестности Саткинского завода. Урал. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

стуры: пloyчатость возникает под влиянием бокового давления, в текстурах с изометрическими очертаниями неровностей причину видят в силах вертикально направленных.

Энтеролитовая текстура. Наконец, бывают случаи, когда неровности деформирования плоскостей наслоеия мергелистых и карбонатных пород совершенно неправильны (рис. 66). Вид плоскостей наслоеия сравнивается с видом вывалившихся внутренностей (*Gezrösekalk*); такая текстура, которую называют ((Грабау) энтеролитовой (*Enteroschuppi*)) появляется вероятно при диагенетических процессах (напр., гидратизация ангидрита), при которых напряжения не имеют определенного направления.

Брекчиевидные текстуры. Брекчиевидные текстуры легко возникают при давлении в хрупких породах, напр., известняках. Нередко брекчиевидное строение видно или только на сглаженных выветриванием ровных поверхностях, или на искусственных шлифованных разрезах. Возникновение такой текстуры в большинстве случаев, вероятно,

связано с тектоническими нарушениями, но иногда они встречаются в совершенно спокойном залегании, и причинами их может быть раздробление породы и смещение обломков под влиянием силы тяжести при выщелачивании подлежащих слоев и оседании породы. Наконец, иногда брекчиевидная текстура ограничивается сравнительно тонкими прослоями среди известняков или доломитов, ею не обладающих. Обломки тождественны с подлежащим слоем. В этих случаях надо думать, что затверждение этого слоя произошло до отложения выщелачивших пластов, что он был на поверхности раздроблен и обломки его сцементированы в брекцию, являющуюся, таким образом, сингенетической со всей толщей, ее вмещающей. Хорошим примером такого типа текстуры является пролои брекчиевидных доломитов окрестностей Саткинского завода, достигающие метра толщины и залегающие среди мощной толщи сланцеватых доломитов. Обломки доломита в брекчии имеют плитчатую форму, совершенно такую же, как плитки в современном элювии этих пород (рис. 67). Цемент брекчии загрязнен песчинками, отсутствующими в составе обломков, иногда он сильнее доломитизирован. В подстилающем брекцию слое попадаются небольшие углубления — «карманы», заполненные беспорядочно располагающимися обломками, тождественными с обломками брекчиевидного слоя. Эти карманы, очевидно, следы растворения подстилающего слоя во время образования брекчии. Таким образом, брекчиевидные прослои отмечают здесь перерывы в отложении и наоборот даже частично разрушение отложившегося осадка.

Брекчиевидные прослои в некоторых случаях могут появиться, как указывают некоторые исследователи, и при упоминавшихся выше явлениях оползания осадков во время образования породы в водном бассейне. Отличительным признаком их может служить характер плоскостей, по которым происходило скольжение.

Пористые и кавернозные (пеперистые) текстуры. Такие текстуры встречаются в некоторых карбонатных осадочных породах. Редко может случиться, что пористость является первичным признаком. Таковы, напр., рифовые образования в неизменном состоянии. Подобные рифы сохраняются иногда с древних времен. Напр., на горе Юрактау близ Стерлитамака (Башкирия) на вершине выступают прекрасно сохранившиеся полиньяки (*Lithostrotion*) верхне-каменноугольного возраста. Превосходно сохранившиеся девонские полиньяки (*Cyathophyllum caespitosum*, *C. hexagonum*) можно видеть в обнажениях по р. Катаву около д. Орловки, к югу от Усть-Катавского завода на Урале.

Обычно, однако, пористость и кавернозность карбонатных осадочных пород вторичный текстурный признак, появившийся при частичном выщелачивании породы. Некоторые части (напр., более мелкозернистый цемент) выщелачиваются легче других и оставляют пустоты.

Первичной является пористость известковых туфов и упоминавшихся выше известняков с инкрустационной текстурой.

Очень характерна ячеистая структура некоторых доломитов (ячеистые доломиты, раухвакки немцев), возникшая при доломитизации магnezийных известняков, связанной с выносом части извести. В этих породах пустоты обычно угловатые, иногда округлой формы, весьма многочисленны. Стенки их покрыты мелкими кристалликами доломита.

В кlastических породах пористость может быть первичной, возникшей вследствие промежутков, неизбежных при расположении галек или

песчинки при отложении осадка, но также возникает и вторично при выщелачивании или цемента породы, или наоборот более растворимых, чем цемент обломков (галек, валунов). К последнему типу относятся так называемые отрицательные конгломераты. Любопытны случаи, когда кремнистые гальки конгломератов растворяются, а одновременно известковый цемент окремневает.

Расчеты показывают, что в случае совершенной сферической формы песчинки, при наиболее плотном их расположении пустоты составляют около 26% всего объема породы. В песках современных отложений объем пор различен в зависимости от способа отложения. По Монсену в дюнных песках поры составляют 38—43%, в морских прибрежных песках — 35—40%; дальше от берега — 43%, в пресноводных песках — 32%. Но эта величина очень непостоянна, и, что особенно надо отметить, легко меняется при небольших уже изменениях породы. В горных породах пористость, естественно, меньше, чем в рыхлых осадках.

Отдельность в осадочных породах. На формы отдельности в осадочных породах прежде всего влияет основной текстурный признак их — слоистость, а также, иногда даже еще больше, сланцеватость. По самому существу ее сланцеватость, т. е. способность породы раскалываться по определенным поверхностям, определяет собою те формы отдельных кусков, на которые порода при этом распадается. Плоскости наслоения также естественно являются плоскостями отдельности породы, но во многих случаях к ним присоединяются диаклазы и трещины кливажа, которые иногда делают господствующими и маскируют первоначальную слоистость. Менее распространены в осадочных породах изометрические формы отдельности. Они встречаются в малослоистых песчаниках и известняках. Среди них можно различать: 1) полиэдрическую отдельность, 2) параллелоэпидальную и косо-параллелоэпидальную и 3) шаровую (в некоторых песчаниках). Обычно встречаем формы отдельности уплощенной, плитообразной формы. Здесь мы можем различать: 1) плитняковую отдельность, 2) толсто-сланцеватую, 3) тонко-сланцеватую и 4) листоватую, когда порода рассыпается в тонкие листочки.

Трещинами, определяющими плоскости отдельности, скорее всего могут быть, как только что сказано, или плоскости наслоения, или кливаж. Иногда и те и другие одинаково развиты, и порода распадается на призматические, иногда тонкие осколки (напр., грифельные сланцы).

В смятых породах мы встречаем также пloyчато-сланцеватые и скорлуповатые отдельности.

Наконец, к особым формам отдельности можно бы причислить те, которые определяются формами органических остатков, слагающих породу, и в некоторых случаях формами различных конкреционных образований, возникающих в породах (шаровая, цилиндрическая отдельность).

VII. О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Значение химического состава. Химический состав для осадочных пород не имеет такого важного значения, в качестве основания их систематики, какое имеет он для пород изверженных.

Действительно происхождение всего разнообразия изверженных пород связано, главным образом, с физико-химическими процессом магмати-

ческой дифференциации, при которой происходит непрерывно закономерное изменение ее химического состава. Каждый тип (группа) изверженной породы отвечает определенному этапу этой магматической эволюции, характеризующемуся определенным составом магмы. Мы не можем найти аналогичных закономерностей в породах осадочных. Здесь аналогию с последовательным изменением состава магмы можно видеть в изменении состава осадков во времени, т. е. в последовательности в фациальных особенностях свиты пород. Меняющиеся условия образования осадков влекут за собою изменения в относительном значении тех основных процессов, с которыми связано их образование.

Образование осадочных пород есть результат процессов механической переработки материала, биохимических процессов, связанных с деятельностью организмов и, наконец, для сравнительно небольшой группы пород, их образование есть процесс чисто химический. При образовании осадков, таким образом, происходит отбор и разделение различных частей пород, бывших первоначальным материалом, из которого получился материал осадочных пород. Отделяются растворимые составные части от нерастворимых (химический отбор). Химический состав материала, из которого образуется порода, изменяется при этих процессах, все более и более расходясь в стороны крайних типов. Такими типами будут: 1) песчаники, состав которых может быть охарактеризован преобладанием кремнекислоты SiO_2 , представленной в форме наиболее прочного из обычных материалов — кварца; 2) сланцы, состоящие, главным образом, из алюмокислоты и ее солей (кислых); 3) известняки и доломиты, состоящие из карбонатов кальция и магния; 4) щелочные и известковые соли сильных кислот HCl и H_2SO_4 , которые мы имеем в химических осадках. Последние имеют незначительное распространение. Процессы того и другого рода могут участвовать в образовании породы совместно, что имеет место в переходных типах пород.

Средние химические составы основных типов (песчаники, сланцы и известняки) подсчитывались разными авторами. В следующей таблице приведены данные Кларка и Стокса.

	Песчаники	Сланцы (частью мергелистые)	Известняки
SiO_2 .	78,7	60,1	5,2
TiO_2 .	0,2	0,8	0,1
Al_2O_3 .	4,8	16,5	0,8
Fe_2O_3 .	1,1	4,0	} 0,5
FeO .	0,3	2,9	
CaO .	5,5	1,4	42,6
MgO .	1,2	2,3	7,9
N_2O .	0,5	1,0	0,5
K_2O .	1,3	3,6	—
H_2O .	1,4	4,7	0,8
CO_2 .	5,0	1,5	41,6

Глинистые сланцы являются породами, состав которых менее всего уклоняется от состава первичного материала, из которого образовались осадочные породы, — от состава изверженных пород. В других типах

мы имеем отклонения в двух направлениях: 1) в песчаниках мы имеем концентрацию наиболее прочного механического материала SiO_2 , 2) в известняках, наоборот, концентрируется вещество, легче растворимое и извлеченное из первоначального материала.

Основные черты разнообразия в химическом составе изверженных пород заключаются в кислотности их, в соотношениях между феррическими и силикатными соединениями и, далее, в соотношении между щелочными алюмосиликатами и известковыми. В породах осадочных главные различия химического состава определяются соотношениями между количеством кремнезема, накапливающегося, как наиболее прочный материал, и другими окислами, распадающимися в свою очередь на

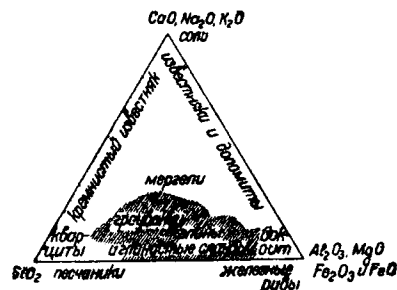


Рис. 68. Диаграмма химического состава осадочных пород. Заштриховано поле составов изверженных пород.

растворимые и нерастворимые при выветривании. К числу первых относятся Na_2O , K_2O и CaO и нерастворимые — Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO , и MgO . Такое деление конечно условно. MgO и FeO переходят в раствор, но еще более характерно нахождение их в остатках от выветривания в виде минералов хлорит-серпентиновой группы. Другие остатки от выветривания, как мы знаем, представлены в виде окислов и их гидратов, особенно для глинозема (бокситы); железа (лимонит), также марганца, затем глинистых минералов: каолин и другие, также отчасти минералы группы нонтронита, магниевых соединений из

группы хлорита и серпентина и частью палыгорскита. Весьма распространены белые слюды, мусковит и серицит.

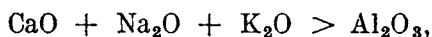
Несмотря на то, что нельзя провести строгого деления окислов на растворимые и нерастворимые, все же отношения между группами

$$[(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{SiO}_2]$$

которые можно представить в виде числовой характеристики ($l:r:s$), где l , r и s представляют молекулярные количества указанных окислов, приведенные в сумме к 100, выражают тип химического состава осадочной породы подобно тому, как для изверженных пород мы пользуемся различными другими видами числовых характеристик. Пользуясь такой числовой характеристикой, можно представлять химические составы осадочных пород на плоской диаграмме точками внутри треугольника с помощью барицентрических координат (lrs). На рис. 68 проведено такое изображение треугольника, где надписями показано положение фигуративных точек разных типов пород. Заштрихованное поле отвечает составам изверженных пород, выраженным при помощи той же числовой характеристики.

Особенности химического состава осадочных пород. Из диаграммы видна относительная близость состава глинистых сланцев к составу изверженных пород. Отметим здесь главные особенности пород осадочных. 1) Содержание SiO_2 . Процессы выветривания ведут к обогащению кварцем. В общем осадочные глинистые породы богаче SiO_2 , чем изверженные, хотя среднее содержание SiO_2 в тех и других очень близко (около 60%).

В изверженных породах около 23% всей их массы обладает содержанием $\text{SiO}_2 < 50\%$, тогда как среди осадков таких около 2%. Выше 60% SiO_2 в изверженных породах встречаем в гранитовой группе, за которой следует быстрое падение в содержании этого окисла. В осадочных породах это падение не резко: еще 20% таких пород обладает $\text{SiO}_2 > 80\%$. 2) Избыток глинозема. Это один из характернейших, может быть, даже самый характерный признак. Мы знаем, что в изверженных породах в огромном большинстве случаев молекулярные количества



в осадочных глинистых породах, наоборот, почти как правило



Величина этого избытка глинозема обычно значительно выше, чем в тех случаях, когда он имеется в изверженных породах; в последних он крайне редко доходит до 4% (молекулярных), тогда как в осадочных он обычно выше этой цифры.

3) Соотношение щелочей. Прочность мусковита и серицита и отчасти избирательная адсорбция кали коллоидами и дисперсиями глин приводит в осадочных породах к преобладанию кали над натром. В изверженных, наоборот, чаще натр преобладает над кали (86%), в осадочных же кали над натром (66%).

4) Соотношение извести к магнезии. В изверженных породах в большинстве случаев (72%) преобладает известь над магнезией. Вследствие большой растворимости известь выщелачивается; в глинистых осадочных породах соотношение уже меняется: здесь в большинстве случаев (60%) содержание MgO выше, чем CaO .

Хотя вследствие отсутствия таких определенных закономерностей в изменениях химического состава разных типов горных пород, какие имеются в группе пород изверженных, для систематики осадочных пород химический состав имеет гораздо меньше значения, однако, в некоторых случаях он является почти единственным способом расчленения больших групп пород. Это те, чрезвычайно тонкозернистые породы, состав которых не поддается микроскопическому анализу. Это то же самое затруднение, с каким мы встречаемся в изверженных породах стекловатых или кристокристаллических. Здесь по необходимости приходится основываться, главным образом, на химическом составе.

Среди осадочных пород подобное явление мы имеем в группе мергелей. Это породы тонкого строения, в которых минеральные составные части почти невозможно распознать под микроскопом. Структура их большей частью отвечает пелитовому типу; относительное количество глинистого вещества и известковистого, из которых состоит мергель, микроскопическим наблюдением даже приблизительно установить невозможно, и здесь решающим является химический состав. Номенклатура мергелистых пород довольно запутана и условна. Для избежания недоразумений мергелем следует называть породу лишь с приблизительно одинаковым содержанием глинистого и известковистого вещества. При преобладании того или другого следует употреблять термины: глинистый известняк или известковистый сланец (соответственно глина). Термин мергелистый известняк или мергелистый сланец лучше изъять из обращения, или употреблять последний только в структурном смысле.

Редкие элементы в осадочных породах. Мы не будем дольше останавливаться на особенностях химического состава осадочных пород, который удобнее рассматривать при описании отдельных пород. Следует лишь сделать несколько замечаний о распространении в осадочных породах редких элементов. Некоторые из элементов редких, или мало распространенных в изверженных породах, в породах осадочных достигают необычной концентрации. Таковы элементы группы минерализаторов: углерод, сера, хлор. В осадочных породах, органогенных и химических они являются уже главными составными частями; о них, впрочем, как о полезных ископаемых, мы не будем говорить здесь.

Другие элементы, как напр., фтор и фосфор из числа элементов-минерализаторов; титан, ванадий, медь из числа тяжелых металлогенных элементов, или стронций, барий, петрогенные элементы, находящиеся в состоянии большого рассеяния в земной коре, являются вообще редкими в осадочных породах, но содержание их иногда значительно повышается в определенных горизонтах осадочной свиты.

Нахождение фосфатов в разных отложениях общеизвестно. Мы знаем примеры нахождения плавленого шпата (в плотной форме, получившей название ратовкита) среди известняков московского яруса (каменноугольной системы в центральном районе Европейской части СССР и среди известняков Приуралья, на Сев. Двине и т. д. Во многих битуминозных известняках девона СССР замечено содержание ванадия; месторождения медистых пермских песчаников Приуралья и Донецкого бассейна получили свою медь из ее соединений, рассеянных во всей массе песчаника, нижним слоем которого подчинены эти месторождения; стронций в меловых отложениях Туркестана и ванадий в силурийских сланцах Ферганы представляют примеры того же рода.

Многие из таких случаев концентрации элементов приурочены к пластам определенного возраста, и довольно вероятным представляется предположение, что они связаны с особенностями органической жизни того времени. Это нередко совершенно ясно для фосфоритов. Для других элементов, хотя не столь очевидно, но вполне возможно и вероятно. Так, обнаружено, что в крови асцидий содержится ванадий, выполняющий по видимому функцию железа. Связь ванадия с органическим веществом (битуминозностью) в условиях нахождения его в осадочных породах, объясняется с точки зрения этой гипотезы. Для объяснения нахождения меди в пермских отложениях некоторые предполагают, что причиной этого могло явиться развитие организмов с кровью, содержащей гемоцианин, на месте гемоглобина.

Такая особенность химического состава осадочных пород — концентрация некоторых редких элементов при биохимических процессах, приуроченная к определенным горизонтам — является весьма своеобразной и характерной чертой этой группы горных пород.

Однако, надо сказать, что гипотеза биохимической концентрации редких элементов в осадочных горных породах далеко не может считаться бесспорной, и возможно в некоторых случаях образование содержащих эти элементы минералов происходило чисто химическим путем, или при процессах диагенезиса, или при самом отложении осадка. Во всяком случае здесь мы имеем одно из наименее изученных явлений природы.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
I. Осадочные горные породы и их разделение	5
II. Минералогический состав осадочных пород	8
Общие замечания (8). Модификации кремнезема в осадочных породах (11). Карбонат извести (12). Доломит, сидерит (13). «Глинистые» минералы и вторичные слюды (13). Феррисиликаты (15). Сульфиды железа (пирит, марказит, мельниковит, гидротроилит (16). Лимонит и другие окислы железа (16). Рутил, фосфаты (17). Полевые шпаты (17). Прочие акцессорные минералы (18). Минералы химических осадков (18). Углистое вещество и битумы (18). Заключительные замечания (19).	
III. Органические осадки в осадочных породах	19
Разделение по вещественному составу (19).	
А. Кремнистые остатки организмов	21
Диатомовые водоросли (21). Радиолярии (21). Спиккули губок (22).	
В. Организмы известковые и магнезиально-известковые	23
Известковые водоросли (23). Обволакивающие и сверлящие водоросли (24). Фораминиферы (26). Кишечно-полостные (28). Иголокожие (30). Ракообразные (30). Мшанки (31). Брахиоподы (31). Моллюски (32). Фосфатные скелеты организмов (33). Сопоставление структурных элементов органических остатков (34). Отпечатки организмов на породе (35).	
IV. Цвет осадочных пород	35
V. Структура и текстура осадочных пород	37
Общие замечания (37).	
А. Структура обломочных пород	38
Абсолютная величина обломков (38). Относительная величина обломков (40). Форма обломков (42). Отношения обломков и цемента (44). Вулканические туфы и их структура (47).	
В. Структура химических осадочных пород	51
Кристаллически-зернистая структура вообще (51). Инкрустационная структура (52). Оолитовая структура (52).	
С. Структура органогенных пород	55
Д. Структуры известняков и доломитов	56
VI. Текстуры осадочных пород	58
Слоистость (58). Различия слоев по составу (59). Взаимные отношения отдельных прослоев (62). Особенности плоскостей наложения (62). Сколитовые песчаники (64). Стилолиты (64). Конкрекции (65). Инкрустационная текстура (67). Сланцеватость (67). Плойчатость (69). Скорлуповатая текстура (70). Cone-in-cone текстура (71). Энтеролитовая текстура (72). Брекчиевидные текстуры (72). Пористые и навернозные (пещеристые) текстуры (73). Отдельность в осадочных породах (74).	
VII. О химическом составе осадочных пород	74
Значение химического состава (74). Особенности химического состава осадочных пород (76). Редкие элементы в осадочных породах (78).	



Сдано в набор 3 августа 1931 г.
Поступило к печати 18 ноября 1931 г.
Формат бумаги 62×94. Количество печ. листов 5.
Количество печ. знаков в листе 54272.

Отв. редактор В. Г. Старинин.
Техн. редактор Н. Крушкова.

