

**П.В. Флоренский, Л.В. Милосердова,
В.П. Балицкий**

ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ

Учебное пособие для студентов

Москва, 2003

УДК 552.12.

F73

Флоренский П.В., Милосердова Л.В., Балицкий В.П.

Основы литологии: Учебное пособие. М., РГУ Нефти и газа
им. И.М.Губкина, 2003 - 105 с.

ISBN 5-7246--0220-2

Приведены основные сведения об осадочной оболочке Земли - ее строении, происхождении и вещественном составе как продукте развития Земли, ее биосферы и ноосферы. Изложены современные представления о физических свойствах горных пород и слагающих их минералов.

Учебное пособие предназначается для студентов специально-стей 09.09.00 "Бурение нефтяных и газовых скважин" и 09.06.00 "Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений".

Рецензенты:

д.г.-м.н. проф. УДН Ю.М. Малиновский.

д.г.-м.н. проф. РГУ В.В.Поспелов

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.

Глава 1. Введение в литологию.(1)

- 1.1. Земля в космосе.
- 1.2. Строение Земли как планеты.
- 1.3. Химический состав литосферы.
- 1.4. Строение земной коры.
 - 1.4.1. Главные источники энергии геологических процессов.
 - 1.4.2. Тектонические движения.
 - 1.4.3. Тектонические структуры.
 - 1.4.4. Формации и перерывы в осадконакоплении (формации-фантомы).
 - 1.4.5. Тектонические процессы и нефтегазogeологическое районирование.

Глава 1. Введение в литологию.(2)

- 1.5. Краткая история формирования земной коры.
- 1.6. Воды Земли.
- 1.7. Атмосфера.
- 1.8. Биосфера.
- 1.9. Круговорот углерода на Земле.
- 1.10. Ноосфера.

Глава 2. Исходное вещество осадочных горных пород.

- 2.1. Минералы и горные породы.
- 2.2. Магматические горные породы.
 - 2.2.1. Виды магматических горных пород.
 - 2.2.2. Минеральный состав магматических горных пород.
 - 2.2.3. Распространение и происхождение магматических пород.
- 2.3. Метаморфические горные породы.

Глава 3. Осадочные горные породы.(1)

- 3.1. Химический и минеральный состав осадочных пород.
- 3.2. Общее представление об осадочном процессе.
- 3.3. Образование осадочных горных пород.
 - 3.3.1. Выветривание.
 - 3.3.2. Перенос.
 - 3.3.3 Седиментация. Механическая и химическая дифференциация.
 - 3.3.4. Диагенез. Геохимические фации.
 - 3.3.5. Эпигенез (катагенез).
- 3.4. Классификации осадочных горных пород.
 - 3.4.1. Обломочные (терригенные) породы.
 - 3.4.2. Размер обломков.

- 3.4.3. Состав обломков.
- 3.4.4. Форма обломков.
- 3.4.5. Цемент.
- 3.5. Основные классы обломочных горных пород.
 - 3.5.1. Песчаные породы.
 - 3.5.2. Алевриты.
 - 3.5.3. Глины.

Глава 3. Осадочные горные породы.(2)

- 3.6. Основные классы карбонатных пород.
 - 3.6.1.Образование и растворение известняков.
 - 3.6.2. Биогенные известняки.
 - 3.6.3. Доломит.
 - 3.6.4. Мергель.
- 3.7. Сульфаты и хлориды (эвапориты).
 - 3.7.1. Общая характеристика эвапоритов.
 - 3.7.2. Гипс-ангидритовые породы.
 - 3.7.3. Галоиды.
- 3.8. Кремнистые, фосфатные, глиноземистые, железистые породы.
 - 3.8.1. Опаловые (кремнистые) породы.
 - 3.8.2. Фосфатные породы.
 - 3.8.3. Глиноземистые породы.
 - 3.8.4. Железистые породы.
- 3.9. Каустобиолиты.

Глава 4. Коллекторские свойства горных пород.

- 4.1. Пористость.
- 4.2. Проницаемость.
- 4.3. Породы-коллекторы и породы - покрышки (флюидоупоры).
- 4.4. Нетрадиционные коллекторы.

Глава 5. Физико-механические свойства горных пород.

- 5.1. Плотность.
- 5.2. Прочность.
- 5.3. Упругость.
- 5.4. Пластичность.
- 5.5. Твердость.
- 5.6. Абразивность.

6. Заключение. Экология нефтегазовой промышленности.

Приложение 1. Задача про молекулы, стакан воды и мировой океан.

Приложение 2. "Он завещал нам ноосферу".

Александр Леонидович Яншин. Беседа о В.И.Вернадском. 28 июля 1999г.

предисловие

Литология - наука об осадочных горных породах как геологических телах и их происхождении с момента образования вещества осадочных пород до начальных стадий метаморфизма.

Данное учебное пособие охватывает своим содержанием собственно литологию, а также отдельные вопросы других наук, знание которых необходимо для глубокого понимания природы осадочных пород. Литологию изучают методами геологической картографии, микроскопическими методами, методами химического анализа.

Литология опирается на общую и историческую геологию, химию, физику, гидрогеологию, структурную геологию и геотектонику. Она сама служит основой для курса бурения, геологии нефти и газа и других дисциплин.

Значение литологии для бурения и разработки нефтяных и газовых месторождений состоит в том, что литология позволяет

- Прогнозировать буримость горных пород и возможные осложнения в процессе бурения и подбирать свойства буровых растворов.
- Описывать коллекторские свойства пород в пласте, которые контролируют процесс разработки месторождений.

После изучения курса литологии студент должен:

| Знать | Уметь |
|---|--|
| Место и роль осадочных горных пород, их химический состав и структуру в литосфере и истории Земли | Узнавать горные породы по их облику. |
| Осадочные горные породы и их свойства как следствие происхождения и истории формирования. | Прогнозировать коллекторские и изолирующие свойства осадочных горных пород по их облику и с помощью элементарных тестов. |
| Значение осадочных горных пород для бурения скважин и разработки залежей. | Оценивать физические и химические свойства горных пород для бурения. |

Глава «Механические свойства горных пород» написана В.П. Балицким.

Главы «Введение в литологию, Коллекторские свойства горных пород» совместно Флоренским П.В. и Милосердовой Л.В., глава «Каустобиолиты» - Милосердовой Л.В., остальные главы - Флоренским П.В.

ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ В ЛИТОЛОГИЮ

1.1. ЗЕМЛЯ В КОСМОСЕ

Наша планета занимает в мире особое положение - у нее есть жидкая вода (гидросфера), биосфера и ноосфера (органическая и разумная жизнь). Геологи многое знают о Земле, а еще о большем лишь догадываются и вынуждены скреплять разрозненные сведения гипотезами и домыслами.

Если представить себе Солнце в виде крупного апельсина (диаметр 10см), то в десяти метрах от него (в конце большой аудитории) можно, приглядевшись, заметить маковое зернышко - Землю, в пятидесяти метрах, в конце коридора в другом крыле университета - мелкую вишню - Юпитер, в трехстах метрах - зерно пшеницы - Нептун, а в четырехстах метрах, то есть около универсама "Москва" - край Солнечной системы - Плутон. Ближайшие три звезды находятся на расстоянии $3-6 \cdot 10^{13}$ км, а при избранном масштабе, на расстоянии 2-3 тыс. км от Солнца - апельсины - в Сочи или Екатеринбурге.

Солнце - рядовая звезда, таких много в Галактике, но лишь у немногих из них есть планетные системы. Планетные же системы, подобные нашей - с жидкой водой, жизнью, да еще разумной неизвестны.

Солнце с нашей планетной системой обращается вокруг центра Галактики за 180 - 200 млн. лет (галактический год), что, как полагают, вызывает периодичность многих геологических процессов - например, горообразование, трансгрессии моря.

В тепловом и видимом спектрах Солнце звезда постоянная: следов его обжигающих вспышек в геологической летописи не замечено. Но в коротковолновом излучении - Солнце - звезда переменная. Колебания этих излучений периодичны. Общеизвестна 11-летняя цикличность солнечной активности, контролирующая многие процессы в биосфере.

Средний элементный состав Солнечной системы практически целиком определяется составом Солнца, в котором сосредоточено 99,9% ее массы. Солнце же состоит на 74,6% из водорода, на 20,7% из гелия, а остальные элементы - лишь 5%. На долю планет приходится 0,14% массы Солнечной системы: на планеты земной группы - 0,06%, из них на Землю - 0,03%. Земля находится от Солнца на расстоянии 149,6 млн. км - эта величина называется астрономической единицей (а.е.). Именно на этом расстоянии от Солнца окись водорода (H_2O) может находиться на планете в виде льда, воды и пара. Присутствие H_2O в трех фазах и постоянный их переход из одной в другую в

значительной степени определяют энергетику Земли и существование жизни на ней.

Средний экваториальный радиус Земли 6378 км, площадь ее поверхности $5,1 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$: 63% суша, остальное - океан. Объем Земли $1,1 \cdot 10^{27} \text{ см}^3$, масса $5,98 \cdot 10^{27} \text{ г}$, средняя плотность $5,5 \text{ г/см}^3$ (плотность Солнца меньше 1 г/см^3). Солнечная постоянная, – то есть поток солнечного тепла на перпендикулярную лучам Солнца площадку – почти $2 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Поток солнечного тепла и видимого света определяет фотосинтезирующую деятельность растений и кислородный режим атмосферы Земли.

1.2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ КАК ПЛАНЕТЫ

У Земли есть взаимодействующие оболочки - **геосферы**, основная масса которых – **мантия и ядро**. Состав и состояние их вещества определяются косвенно, по геофизическим данным, астрономическим расчетам и сопоставлением с составом метеоритов. На глубине 2900 км проходит резкая смена скоростей распространения сейсмических волн, и граница эта считается поверхностью ядра, радиус которого 3500 км - более половины радиуса Земли. В ядре содержится 68% массы Земли, мантии принадлежит 30%, а в расположенной сверху **земной коре**, которой реально только и занимаются геологи, лишь 2% (рис.1.1).

Литосфера - твердая внешняя часть земной коры представлена двумя типами разрезом, что отражается двумя основными видами поверхности Земли разных уровней (океанов со средней глубиной 3800 м и континентов со средней высотой 875 м), которые существовали в течение всего геологического времени.

Океаническая кора со средней мощностью 6-7 км образована излившимися базальтами высокой плотности – более 3 г/см^3 . Считается, что океанические базальты соответствуют «базальтовому слою». Со строением океанической коры Земли сходно строение коры Луны, Меркурия и, возможно, Венеры.

Континентальная кора мощностью в среднем 35 км имеет трехчленное строение: верхняя часть сложена осадочными породами, средняя – «гранитным слоем», образованным в основном менее плотными осадочными, метаморфическими и гранитоидными породами, а нижняя представлена тем же «базальтовым слоем». Земная кора отличается от коры других планет наличием гранитного слоя, мощных осадочных пород и линейными складчатыми структурами, отражающимися в рельефе как горные хребты и цепи (рис.1.2).

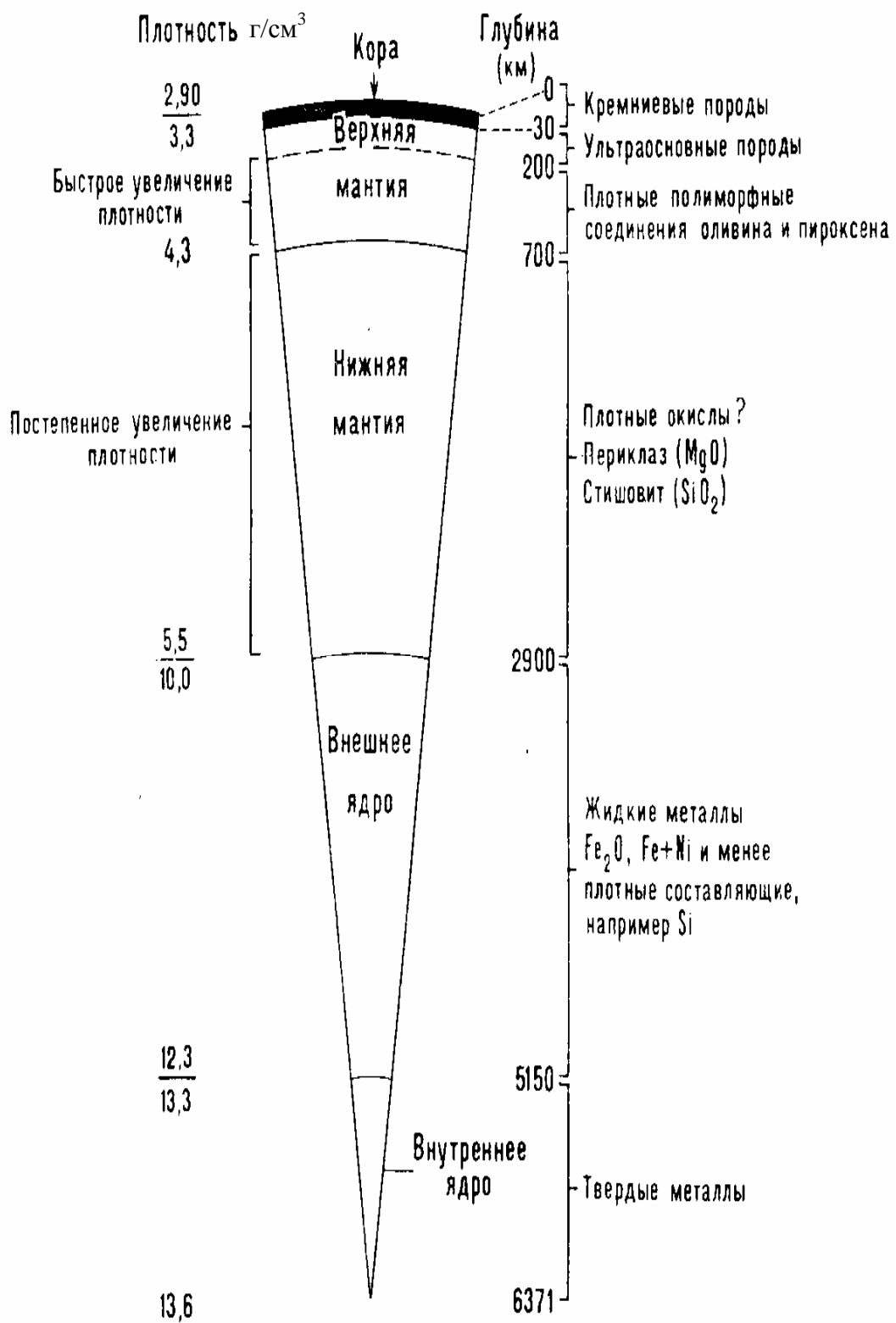
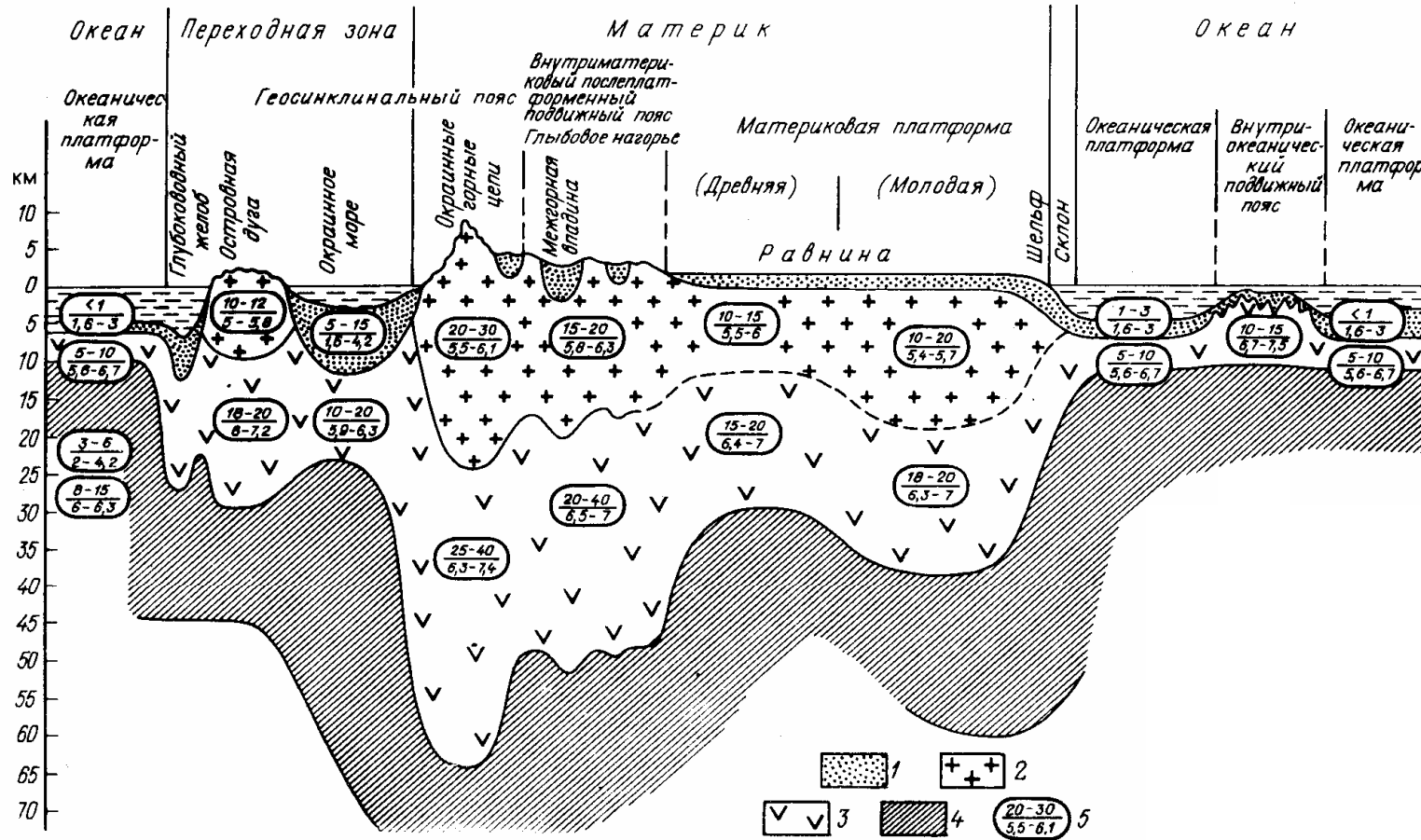


Рис. 1.1. Строение Земли

Рис.2. Строение земной коры. (по В.Е.Хаину).



1 –осадочный слой, 2 – гранитный слой, 3 – базальтовый слой, 4 – верхняя мантия, 5 – характеристика слоев (в числителе – средняя мощность в км, в знаменателе – средние скорости сейсмических волн, км/с).

Вещество в земной коре находится, в основном, в твердом состоянии и простирается до глубины 80 км. Земная кора включает твердую литосферу, жидкую гидросферу и атмосферу. Эти три оболочки проникают друг в друга, а всех их “пропитывает” живое вещество и продукты жизнедеятельности биосферы. По весу эти оболочки очень отличаются друг от друга (табл. 1).

Таблица 1.
Масса геосфер

| Оболочка | Масса, г | Масса, % |
|------------|----------------------|----------|
| Атмосфера | $0,05 \cdot 10^{23}$ | 0,03 |
| Гидросфера | $14 \cdot 10^{23}$ | 6,91 |
| Литосфера | $190 \cdot 10^{23}$ | 93,06 |
| Сумма | $200 \cdot 10^{23}$ | 100 |

Земная кора, состав которой мы изучаем, принципиально отличается от внутренних зон. Лишь в ней вещество столь разнородно и существует в твердом, жидком и газообразном состоянии. Они образуют единую, подвижную, динамически равновесную систему, отличающую Землю от других планет.

1.3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ.

Несмотря на заметное разнообразие, химический состав литосферы достаточно однороден по элементному составу. Впервые его рассчитали американские исследователи У. Кларк и Г. Вашингтон. В честь первого из них среднее процентное содержание элемента (или окисла) в земной коре (регионе, отдельном типе пород) называют «кларком». Можно рассчитать весовые, атомные и объемные кларки.

В табл. 2 приводится распределение химических элементов в земной коре по декадам (десяткам) Вернадского (с дополнениями Ферсмана).

Таблица 2

| Декады | Вес. % | Вес м. | Элементы |
|--------|---------------------|-------------------|---|
| I | > 10 | $> 10^{18}$ | O, Si |
| II | 1-10 | $10^{17}-10^{18}$ | Al, Fe, Ca, Na, Mg, K, H |
| III | $10^{-1}-10^0$ | $10^{16}-10^{17}$ | Ti, C, Cl, P, S, Mn |
| IV | $10^{-2}-10^{-1}$ | $10^{15}-10^{16}$ | F, Ba, N, Sr, Cr, Zr, V, Ni, Zn, B, Cu |
| V | $10^{-3}-10^{-2}$ | $10^{14}-10^{15}$ | Rb, Li, Y, Be, Ce, Co, Th, Nd, Pb, Ga, Mo, B |
| VI | $10^{-4}-10^{-3}$ | $10^{13}-10^{14}$ | U, Yb, Dy, Gd, Sm, Er, La, Sn, Sc, W, Cs, Cd, As, Pr, Hf, Ar, Lu, Hg, Tu, Ho, Tb, J, Ge |
| VII | $10^{-5}-10^{-4}$ | $10^{12}-10^{13}$ | Se, Sb, Nb, Ta, Eu, In, Bi, Tl, Ag |
| VIII | $10^{-6}-10^{-5}$ | $10^{11}-10^{12}$ | Pd, Pt, Ru, Os, Po, Au, Rh, Ir, Te, He |
| IX | $10^{-7}-10^{-6}$ | $10^{10}-10^{11}$ | Ne, Re, Tc |
| X | $10^{-8}-10^{-7}$ | 10^9-10^{10} | Kr |
| XI | $10^{-9}-10^{-8}$ | 10^8-10^9 | Xe |
| XII | $10^{-10}-10^{-9}$ | 10^8-10^9 | Ra |
| XIII | $10^{-11}-10^{-10}$ | 10^8-10^9 | Pa |

Как видно из таблицы, кларки распределены чрезвычайно неравномерно - от почти половины массы земной коры для кислорода до $7 \cdot 10^{-11}$ для протактиния. В земной коре содержится около $n \cdot 10^{24}$ г кислорода или кремния и лишь $n \cdot 10^{13}$ г радия при массе земной коры $2,5 \cdot 10^{25}$ г. Первые три главных элемента O, Si, Al составляют 84,55% земной коры, первые 12 – 99,67%. На долю остальных приходится лишь 0,33%.

Распределение объемных кларков несколько иное. Поскольку в том числе и анионы кислорода, в три раза больше катионов, то объемный кларк кислорода в большинстве горных пород составляет 92 - 95 %, т.е. практически вся земная кора состоит из кислорода с вкрапленниками иных атомов. А если учесть свободные колебания атомов в составе вещества, то благодаря большой амплитуде колебаний кислорода он занимает около 1500 долей, и лишь одну часть составляют другие элементы. Следовательно, вся литосфера Земли - кислород с ничтожной примесью других элементов. В гидросфере кислорода меньше - 88 %, а в атмосфере совсем мало - всего 23%.

Расположенные в ряд по величине, кларки элементов образуют закономерный ряд, описываемый геометрической прогрессией с коэффициентом 1,5 – 2, то есть содержание каждого следующего элемента в 1,5-2 раза меньше предыдущего. Подобную геометрическую прогрессию образуют многие природные объекты - мощности землетрясений, масса метеоритов, диаметры кратеров на Луне, населенные пункты по числу жителей, количество голосов избирателей при количестве кандидатов больше пяти.

1.4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1.4.1. Главные источники энергии геологических процессов

Существуют два главных источника энергии Земли, которые порождают два типа геологических процессов: **экзогенные** – внешние, происходящие, главным образом за счет энергии Солнца, и **эндогенные** – внутренние, происходящие за счет внутренних процессов в Земле.

Экзогенные процессы протекают в приповерхностных частях Земли в основном за счет Солнца - основного поставщика энергии на Землю. Излучение Солнца достигает 10^{26} кал/с, на Землю попадает $\frac{1}{2}$ млрд. части этой энергии. Однако за три дня мы получаем на Землю от Солнца больше тепла, чем дало бы сжигание всех запасов угля, нефти и лесов планеты. В среднем на Землю от Солнца поступает 10^{-2} кал/см² · с. За счет неравномерного поступления энергии Солнца на разные широты происходят атмосферные явления - ветер, течение рек,

рост и таяние ледников. Их деятельность направлена, преимущественно на разрушение поднятий рельефа (**денудацию, эрозию**), перенос (**транспортировку**) разрушенного вещества в пониженные участки и их заполнение (**аккумуляцию, седиментацию**). За счет энергии Солнца протекает фотосинтез, позволяющий переводить окисную форму углерода (CO_2) в закисную, в органическое вещество и углеводороды и захоранивать его в виде горючих полезных ископаемых. Благодаря энергии Солнца развиваются животный и растительный мир, продуцирующие накопление горючих ископаемых, существует человек. Пока недостаточно оценена относительная роль энергии ударных воздействий метеоритов, падающих на Землю сейчас, и, вероятно, в несравненно большей степени, раньше когда атмосфера была еще недостаточно плотной.

Эндогенные процессы протекают в недрах Земли и вызывают землетрясения, извержения вулканов, а в недрах - переплавления и химические изменения горных пород под действием высоких давлений и температур. В результате преобразуются (**метаморфизуются**) старые и образуются новые горные породы, нарушается их первоначальное залегание. В этом случае перемещение геологических тел может происходить и против силы тяжести. В горных породах образуются разрывы. С эндогенными процессами связано возникновение материков, океанических впадин и горных систем.

Эндогенные процессы обусловлены напряжениями в теле Земли, образованными в результате гравитационной дифференциации и радиоактивного разогрева вещества Земли. Причем в виде тепла к поверхности Земли энергия приходит в очень небольшом количестве – всего 10^{-6} кал/см², то есть в миллион раз меньше, чем от Солнца. Основная доля эндогенной энергии проявляется в форме конвекционных потоков, порождая движение материков и вздымание гор (рис. 1.3).

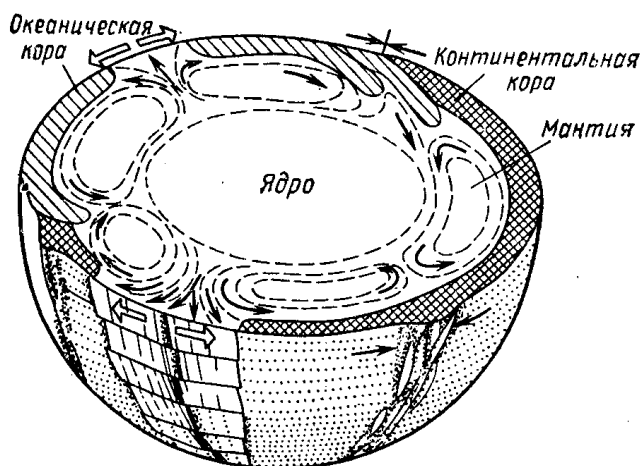


Рис. 1.3.
Конвекционные
ячейки мантии
и структуры
земной коры

В меньшем масштабе сходные процессы возникают и в осадочной оболочке. Так формируются соляные, грязевые, гранитные диапиры - структуры, образованные «протыканием» вышележащих пород нижележащими. Такая ситуация в земной коре возникает, например, если легкие породы (каменная соль) окажутся погребенными под более тяжелыми (глиной). При этом они стремятся всплыть сквозь вышележащие толщи. Получившиеся геологические образования называются *диапиры*, а само явление – *диапиризм*. С ними часто бывают связаны месторождения нефти и газа.

Итак, вещество поступает на поверхность недр в том числе из мантии, здесь оно преобразуется, обогащается кислородом, и вновь затягивается в мантию, или продолжает участвовать в циклах преобразования горных пород внутри земной коры.

1.4.2. Тектонические движения

Тектонические движения – это перемещения вещества в земной коре под действием преимущественно эндогенных сил. Они имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющие. Вертикальные движения приводят к прогибанию (погружению) и выгибанию (относительному поднятию) литосферы. В истории Земли на одной и той же территории поднятия сменяются погружениями, и наоборот, то есть имеют волновой, колебательный характер. В прогибающиеся области приходит море (происходит **трансгрессия**) и образовавшиеся впадины заполняются продуктами разрушения воздымающихся территорий, откуда ушло море и где происходит **регрессия**^[1].

Медленные эпейрогенические движения захватывают обширные пространства. Относительно быстрые (орогенические) - со скоростью воздымания до 5 см/год – затрагивают сравнительно узкие зоны. Если рассматривать эпейрогенические движения не осредняя их на большие промежутки времени, то окажется, что они складываются из наложенных друг на друга колебательных движений, а мы наблюдаем усредненные их значения на больших временных интервалах и площадях.

Горизонтальные движения, затрагивающие обширные территории приводят к дрейфу континентов, смятию горных пород, воздыманию хребтов.

Движения, которые происходили в последние два млн. лет сформировали основные формы современного рельефа. Их называют новейшими, или **неотектоническими**, а науку их изучающую - **неотектоникой**.

Тектонические движения происходят и в настоящее время. Они приводят к землетрясениям, разрывам скважин и авариям на трубопроводах. Такие движения, фиксирующиеся за историческое время, называются **современными** и изучаются по историческим источникам и повторным геодезическим нивелированием. Нам привычно думать, что современными движениями охвачены тектонически активные территории, где извергаются вулканы и происходят землетрясения. Однако, появляется все больше сведений о том, что современным тектоническим движениям подвержены и считающиеся стабильными территории. В качестве примера приведен один из графиков повторного нивелирования на Угутском (Западная Сибирь) геодинимическом полигоне. На графике приведены данные изменений относительных высот между весной и осенью 1988 года. Видно, что в основном изменения не превышает 10 мм, однако, на отдельных участках достигает 10 см на расстоянии около 100 м. (рис. 1.4).

Нередко бывает сложно определить под действием тектонических, или каких-либо других причин (карст, процессы в многолетнемерзлых породах, изменения объема, происходящие при преобразованиях горных пород, или по каким-либо другим причинам) происходят перемещения блоков горных пород. Важен результат - движения одних частей земной коры относительно других. Чаще всего перемещения осуществляются по разрывам, которыми Земля разбита на блоки. Как видно на карте современных (их еще называют «живыми») разломов Евразии, они закономерной сетью покрывают территорию Евразии (рис. 1.5). Изображенные на карте размеры блоков, на

который разбита закартированная площадь, обусловлена лишь масштабом карты и детальностью исследования. На самом деле, при более детальном рассмотрении, зоны разломов из линий превратятся в специфические геологические тела, а в стабильных участках выделятся новые, вложенные в них блоки, так же перемещаемые друг относительно друга. Этот эффект хорошо виден на космических и аэрофотоснимках при рассмотрении одной и той же территории в различных масштабах.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ПРОФИЛЮ 1-1 НА УГУТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

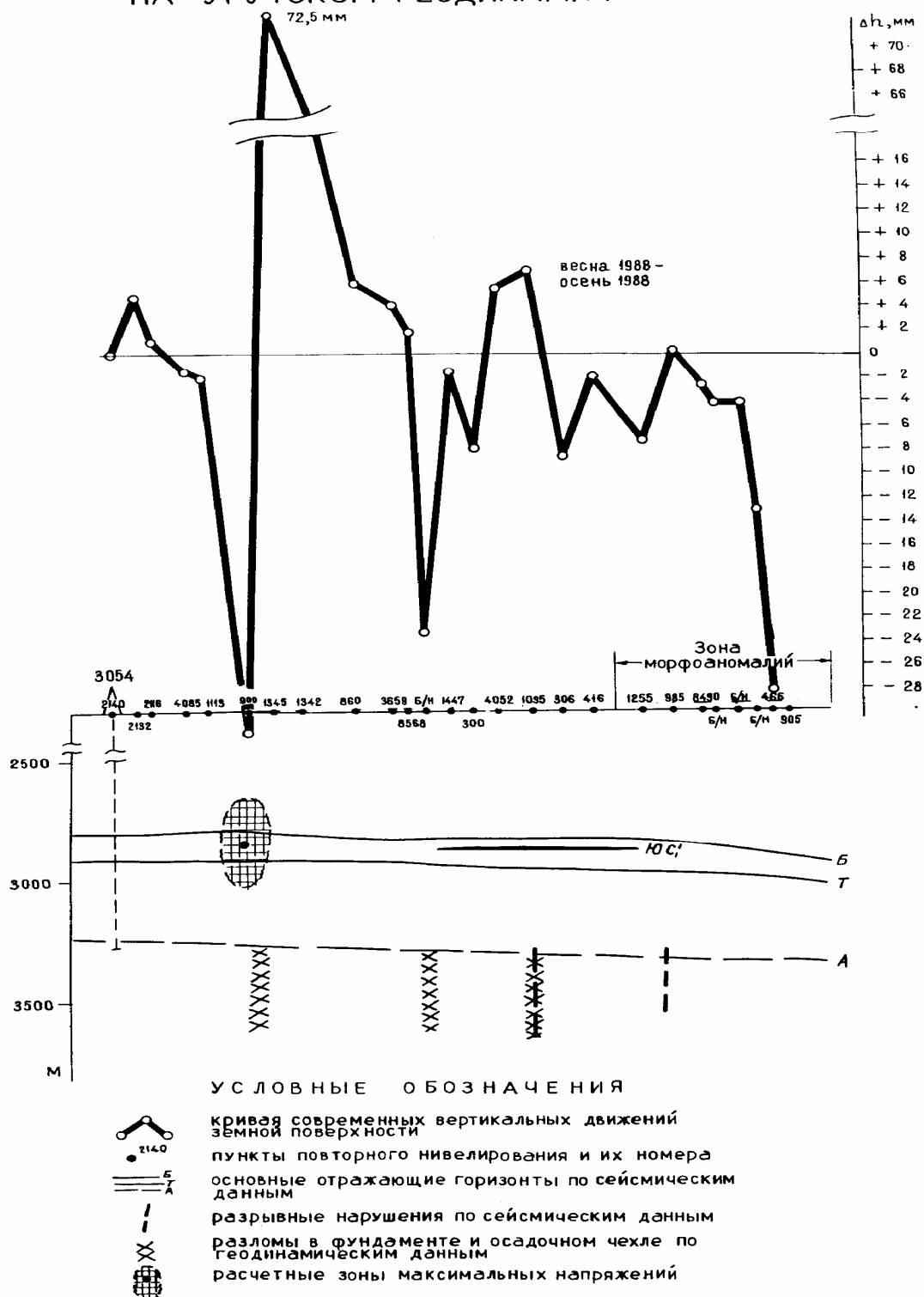


Рис. 1.4. Кривая повторного нивелирования.

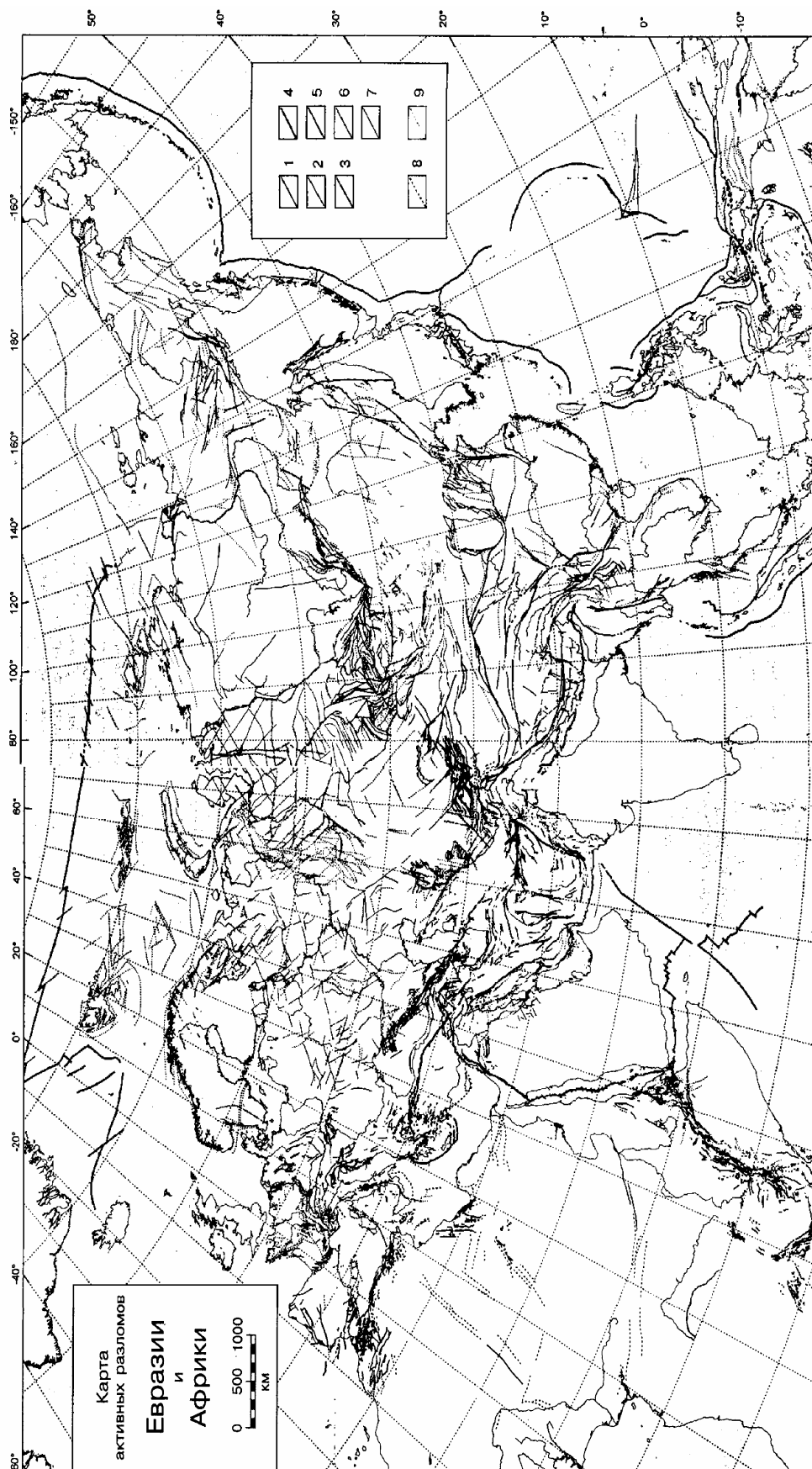


Рис.1.
5.

1.4.3. Тектонические структуры

Горизонтальные движения приводят к смятию пород в складки. В них участвуют обширные территории, соизмеримые с континентами, - литосферные плиты, которые либо раздвигаются от срединно-океанических хребтов (в зонах **спрединга**), либо поддвигаются друг под друга в зонах **субдукции** (пример – Курильские о-ва), либо сталкиваются (**коллизия**, пример - Гималаи), либо скользят относительно друг друга (пример – Калифорния). В результате образуются **тектонические структуры** - обособленные участки земной коры, отличающиеся от соседних особенностями строения, историей развития и составом слагающих их пород. Крупные тектонические структуры часто разделяются **глубинными разломами** - особыми подвижными зонами в земной коре, характеризующимися большой протяженностью, глубиной проникновения, длительностью и многофазностью развития, сейсмичностью, магматизмом. Крупные структурные формы слагаются из более мелких, те – из еще меньших, и так далее, до элементарных структурных форм, размером примерно 10 км. Структуры еще меньшего размера изучаются при полевых, микроскопических исследованиях, однако как самостоятельные вместилища для нефти и газа они выступать уже не могут. Структурные формы классифицируются самым разным образом. В табл. 3 приведена упрощенная выборочная классификация, включающая только интересные для нефтегазовой геологии структурные формы. Наиболее благоприятные для формирования залежей нефти и газа выделены жирным шрифтом.

Таблица 3
Выборочная классификация тектонических структур

| Порядок | Структуры | | | |
|-----------|--|---------|---------|--------------------------|
| | Континенты | | | Океаны |
| 1 порядок | Континентальные платформы | | | Геосинклинальные области |
| 2 порядок | Плиты | | | Щиты |
| 3 порядок | Синеклизы | | | Антеклизы |
| 4 порядок | Своды | Впадины | Прогибы | Валы |
| 5 порядок | Локальные поднятия и другие локальные структуры | | | |

1.4.4. Формации и перерывы в осадконакоплении (формации-фантомы).

В различных тектонических условиях различны и условия осадконакопления, следовательно образуются различные комплексы (парагенезисы, ассоциации) горных пород, отдельные части которых связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении. Такие парагенезисы называются **формациями**. Формации могут выделяться по происхождению пород (осадочные, магматические, метаморфические), составу (терригенные, карбонатные, галогенные), развивающиеся в определенных тектонических и палеогеографических условиях (платформенные, геосинклинальные) и по другим признакам.

На любом участке Земли каждому моменту времени соответствуют либо определенные горные породы, либо их отсутствие, обусловленное тем, что осадки в данном месте вообще не накапливались (перерывы), либо тем, что хотя и накапливались, но были впоследствии уничтожены (размыты). Осадконакопление и размыв осадков - две стороны одного процесса, поэтому рассматривать и классифицировать их следует совместно, как породные формации и формации-фантомы. Состав, мощность и площадь распространения формаций, так же, как площадь распространения, глубина размыва и направление сноса разрушаемого вещества свидетельствуют о палеогеографических условиях рассматриваемой территории. Площадь распространения характеризует пространство формации и формации – фантомы, а мощность пород или глубина размыва, в общем характеризуют их время.

Классификация формаций представлена на рис. 6. По горизонтальной оси (ось пространства) отложены площади распространения породных формаций - справа от нулевой точки, и формаций – фантомов (площади размыва и перерыва) - слева от нулевой точки. По вертикальной оси (ось времени) отложены вверх – прирост мощности стратиферы (мощности осадконакопления), вниз – ее уменьшение (глубина размыва).

Так, на океанических платформах, удаленных от главного источника обломочного материала, накопление и размыв осадков будут очень малы (рис.6, т.1 и т. 1'). Пример такой породной формации - формация железно-никелевых конкреций. Ближе к континенту обломки разрушающейся суши достигают морского дна, и на океаническом склоне формируются маломощные глинистые формации (рис.6 т.2,). Мощность осадков еще больше на континентальном склоне(рис.6, т.3), а в интенсивно прогибающихся желобах мощность формаций может достигать 3-

5 км (рис.6, т.4). Точки на графике образуют непрерывный ряд: от океанической коры к континентальной. Нередко вблизи растущих гор отлагаются мощные формации предгорных и межгорных прогибов (рис.6 т.5), называемые молассой. А на обширных континентальных платформах в эпохи трансгрессий мощности формаций (например карбонатной каменноугольной формации Русской плиты) составляет лишь десятки метров (рис.1.6 т.6).

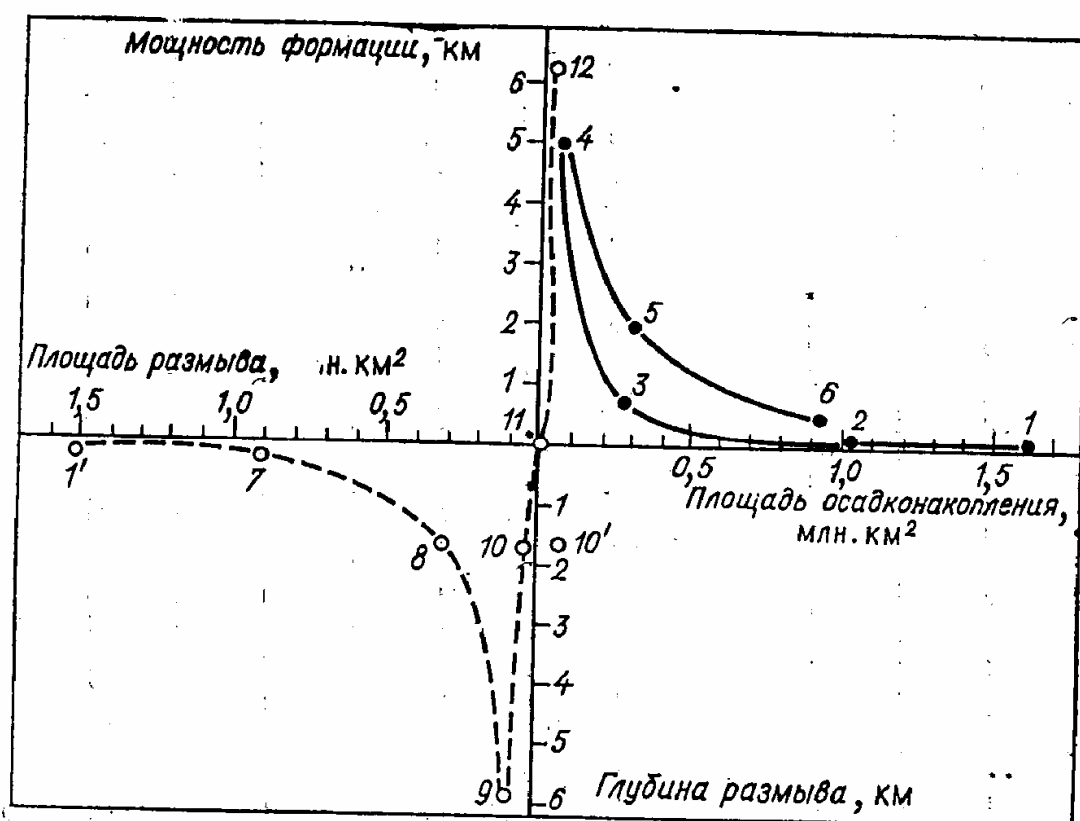


Рис.1.6. Обобщенная классификация формаций и размывов (породных формаций и формаций-фантомов).

Формации породные: 1 – океанических платформ, 2 – океанического склона, 3 – континентального склона, 4 – впадин платформ и геосинклиналей, 5 – предгорных прогибов, 6 – континентальных платформ. Формации – фантомы: 1' океанических платформ, 7 – равнинных континентальных платформ, 8 – всхолмленных равнин континентальных платформ, 9 – воздымающихся гор, 10 и 10' – зон сжатия, 11 – зон сжатия, компенсируемых эрозией, 12 – зон сжатия надвигов и формирования олистостромовых формаций

В условиях континентальных низменностей размыв или совершенно отсутствует, или невелик (рис.1.6 т.7), достигая нескольких десятков метров. Размыв интенсивнее в приподнятых частях платформ (рис.1.6 т.8), а там где блоки платформ вовлечены в воздымание, как например в орогенном поясе в Евразии (Тибет, Гималаи), достигает нескольких километров (рис.1.6 т.9).

Площадь размыва в складчатых областях, отсчитанная по смятой (при складкообразовании), или удвоенной (при надвигообразовании) поверхности пласта, превышает площадь размываемой земной поверхности в 1,5 –2 раза. В районах развивающихся складок, или надвигов, при воздымании рельефа, при очень большой интенсивности размыва площадь его ничтожна, и мощность стратисферы остается неизменной, так как размыв компенсируется надвиганием (рис.1.6 т.11). В геологической летописи от таких районов не останется ничего - ни следов размыва (он компенсируется надвиганием), ни следов надвига (он размоется).

Если размыв лишь частично компенсируется надвигом, то соответствующая такому режиму точка 10 окажется ниже пересечения осей. В районах, где размываются складчатые толщи, размыв в большей, или меньшей степени компенсируется увеличением мощности земной коры за счет смятых пластов. Площадь размыва, рассчитанная по дислоцированной поверхности, превышает площадь по горизонтальному срезу, поэтому соответствующая точка 10' окажется правее вертикальной оси, отражая "отрицательную" площадь размыва. Если формации увеличенной мощности стратисферы не будут уничтожаться размывом, накапливается олистростромовая формация, и соответствующая ей точка 12 окажется выше пересечения осей. В эту же область графика попадают и территории распространения вулканогенных пород.

Размыв и перенос пород в одних местах сопровождается их отложением в других - то, что разрушилось в одних районах, отложилось в других.

1.4.5. Тектонические процессы и нефтегазogeологическое районирование

Нефтегазogeологическое районирование строится на основе тектонических классификаций, которые раньше создавались на базе геосинклинально-орогенно-платформенной концепции. Под геосинклиналями понимали глубокие прогибы земной коры, заполняющиеся толщами осадков и вулканических пород, и преобразованные затем в складчатые горные сооружения – орогены. Последние после угасания воздымающих их усилий и

затухания тектонической активности подвергаются денудации и превращаются в фундамент устойчивых глыб коры – платформ, частично перекрытых осадочным чехлом.

В настоящее время классификация нефтегазоносных бассейнов все чаще строится на основе тектоники плит (рис. 1.7). По ней литосфера Земли разделена на ограниченное число крупных и среднего размера **плит**, на границах которых сосредоточена основная тектоническая активность. Границы между плитами бывают трех классов – **дивергентные** (где осуществляется спрединг – плиты раздвигаются, например, Срединно-океанический хребет) **конвергентные** (где осуществляется субдукция – плиты поддвигаются одна под другую, например, в Японии), и **коллизия** (где плиты сталкиваются – например, Гималаи) и **трансформные** (где плиты смещаются друг относительно друга в горизонтальном направлении по вертикальным разломам – например, Калифорния).

Дивергентные границы зарождаются в пределах континентальных частей литосферных плит в виде рифтовых систем – глубоких щелей, все больше раскрывающихся под действием растяжения и подъема с глубины астеносферного выступа – мантийного диапира (Байкал). Над рифтами образуются впадины, в которых начинают накапливаться сначала континентальные (речные, озерные), затем морские отложения. В основании рифтов происходит утонение коры и всей литосферы, подъем нижележащей подплавленной астеносферы и частичное внедрение в литосферу выделившейся из мантии базальтовой магмы. В дальнейшем остывание астеносферного выступа и внедрившихся в литосферу магматитов ведет к расширению и ускоренному опусканию надрифтовой впадины. Опусканию дна способствует давление накопившейся толщи осадков. Так образуется один из типов нефтегазоносных осадочных бассейнов – **внутриплитный**, наиболее крупным и ярким представителем которого является Западно-Сибирский.

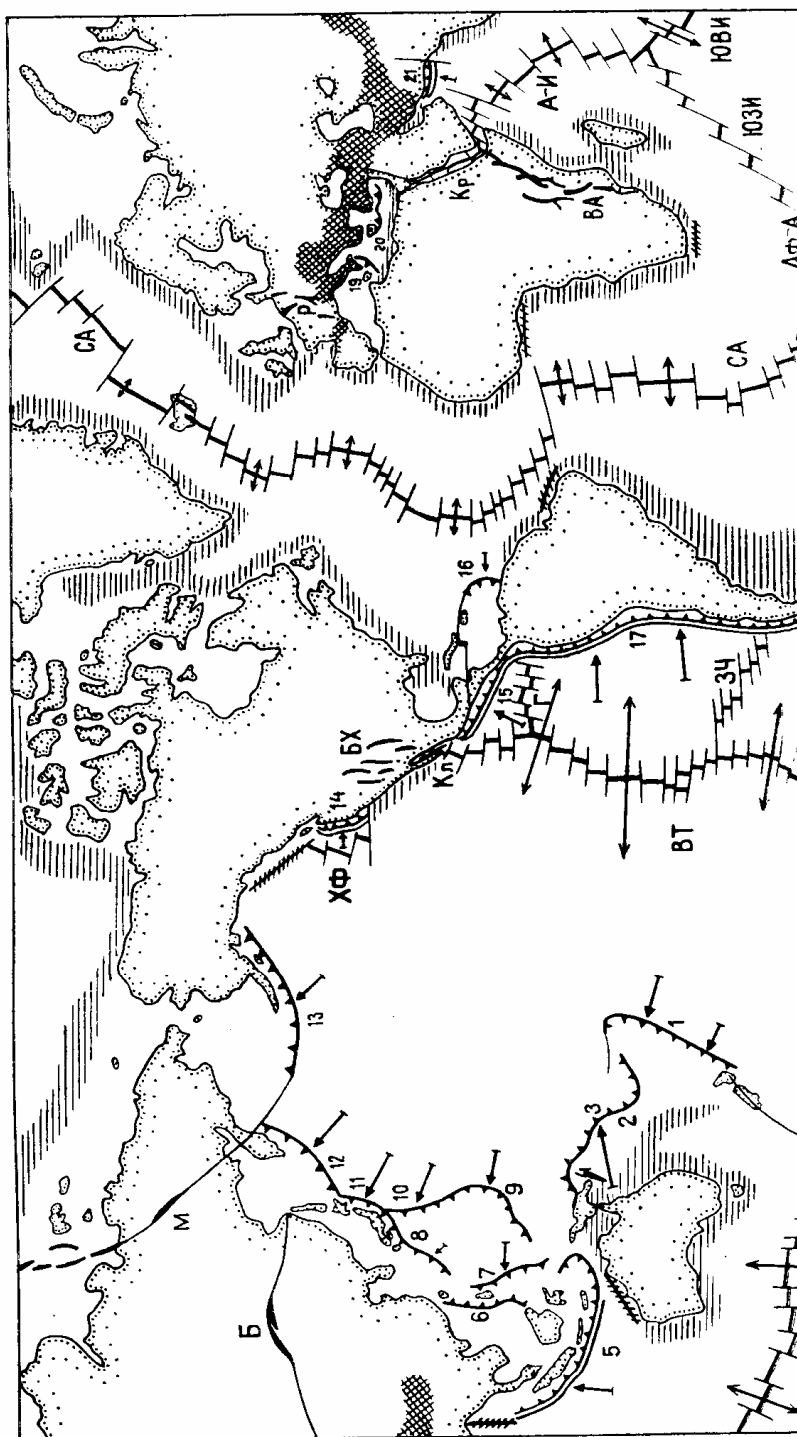


Рис1.7.
Литосферные
плиты Земли и их
границы (по
В.Е.Хаину, 1995, с
упрощениями).
Условныеобозначения: а - зоны
спрединга,океани
ческие рифты, б -
континентальные
рифты, в - зоны
субдукции, г -
зоны коллизии, д -
пассивные
окраины
континентов, е -
трансформные
континентальные
окраины, ж -
векторы
перемещения
плит.

При более интенсивном растяжении континентальный рифтинг сопровождается разрывом континентальной коры и спрединг, то есть заполнение образовавшегося раздвига новообразованной, выделившейся из астеносферы океанической корой с постепенным расширением занятого ею пространства и превращением его в ложе океана. При этом плечи континентального рифта превращаются в пассивные, асейсмичные, невулканические окраины континентов, обрамляющие новорожденный океан. Они становятся главной областью накопления осадков, сносимых с континента, особенно в дельтах крупных рек, впадающих в океан. Это область лавинного накопления осадков мощность которых достигает здесь 15-20 км. Так возникли Волго-Уральский и Тимано-Печорский нефтегазоносные бассейны.

Когда в пределах смежной части океана на суше возникают складчатые горные сооружения, они надвигаются на край такого бассейна, который испытывает дополнительное интенсивное погружение и превращается в дополнительный предгорный прогиб этого горного сооружения. Таковы Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский и другие прогибы, представляющие собой особый тип нефтегазоносных бассейнов.

Активные окраины в ходе своего развития испытывают сжатие, благодаря которому возникают островные дуги, впоследствии сливающиеся друг с другом и, в конечном счете, образующие горные сооружения, надвигающиеся на соседний континент. Однако между соседними горными сооружениями возникают впадины-волны подобно Куринской, Паннонской (между Карпатами и Динарскими горами), которые тоже заполняются мощными осадками и становятся межгорными нефтегазоносными бассейнами. Сжатие, проявляющееся на конвергентных границах плит и ведущее к образованию сложно построенных горных сооружений, подобных Кавказу, Альпам или Гималаям, часто распространяется далеко вглубь континентов, в области, которые давно утратили тектоническую активность, покрылись чехлом практически ненарушенных осадков и представляют собой платформы. При этом кора таких платформ начинает коробиться, испытывая поднятия и погружения с образованием горных сооружений и межгорных впадин; последние опять-таки являются нефтегазоносными осадочными бассейнами. Этот процесс внутриконтинентального орогенеза наиболее ярко проявился в центральной Азии (Ферганский, Таджикский, Джунгарский, Таримский бассейны).

1.5. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ.

Схематически история земной коры выглядит следующим образом:

1. **Догеологический этап, 4,6 – 4 млрд лет** – лунная стадия.

Оценка возраста основана на анализе вещества метеоритов и лунного грунта. Древнейшие из земных минералов имеют возраст 4,2 млрд. лет. Предполагают, что в момент образования нашей планеты составляющие ее элементы были распространены в ней более или менее равномерно. Затем начинается гравитационная дифференциация: под действием силы тяжести тяжелые соединения (железо) опускаются к центру планеты, а легкие (кремний) всплывают к земной поверхности. На Земле в это время нет ни водной, ни газовой оболочки, земная кора сложена продуктами первичной дифференциации мантии. Многочисленные метеоры падают на не защищенную атмосферой Землю, формируя крупнейшие нуклеары (кольцевые структуры), которые впоследствии послужили «канвой» для формирования наложенных структурных форм. Примерами могут служить Прикаспийская и Мексиканская впадины.

2. **Криптозой (скрытая жизнь) 4 – 0,6 млрд. лет.**

2.1 **Катархей** (глубокий архей), 4 млрд. – 2700 млн. лет. Мрачной и безжизненной была земная поверхность. Не было ни свободного кислорода, ни жизни. Земная кора и атмосфера были еще очень тонкими. Для катархея характерен восстановительный состав атмосферы (состав - пары воды ~ 75%, углекислоты ~ 15%, остальное - аммиак, метан, соединения серы). В это время происходит конденсация первичной гидросферы. Возраст древнейших осадочных пород, содержащих органический углерод 3,4 млрд. лет.

2.2. **Архей** (древность), 2700 – 1800 млн. лет. Формирование первичной атмосферы и гидросферы, образование первичных осадочных формаций. Формирование континентальной коры, площадь которой равновелика современной мощностью – до 30 км. В метаморфических породах этого возраста присутствуют мраморы, песчаники, глинистые сланцы. Это значит, что в это время были и море, и суша. Возрастом 2 млрд. – датируются первые находки железобактерий (цианобактерий). Сообщества микроорганизмов формируют в своем непосредственном окружении «кислородные оазисы».

2.3. **Протерозой** – (заря первой жизни), 1800-570 млн. лет. Эра водорослей и бактерий. Для этого времени характерно появление платформ и геосинклиналей, которые по некоторым реконструкциям образованы в результате появления трещин в тонкой земной коре и локализации тектонической активности по ним. В результате образуются, Рифейские (Уральские) и другие горы. В протерозое существовало уже 10 платформ, называемых древними (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская и др.). Территории, перешедшие к

платформенному этапу развития в более поздние эпохи, называются **молодыми платформами**.

Распространение железобактерий и других микробов, водорослей, в том числе и многоклеточных, приводит к формированию **кислородной атмосферы**. **Анаэробная жизнь сменилась аэробной, значительно более активной**. Развитие жизни пошло стремительными темпами. Органическая жизнь стала преобразовывать Землю, ее атмосферу, литосферу и гидросферу (рис.1.8).

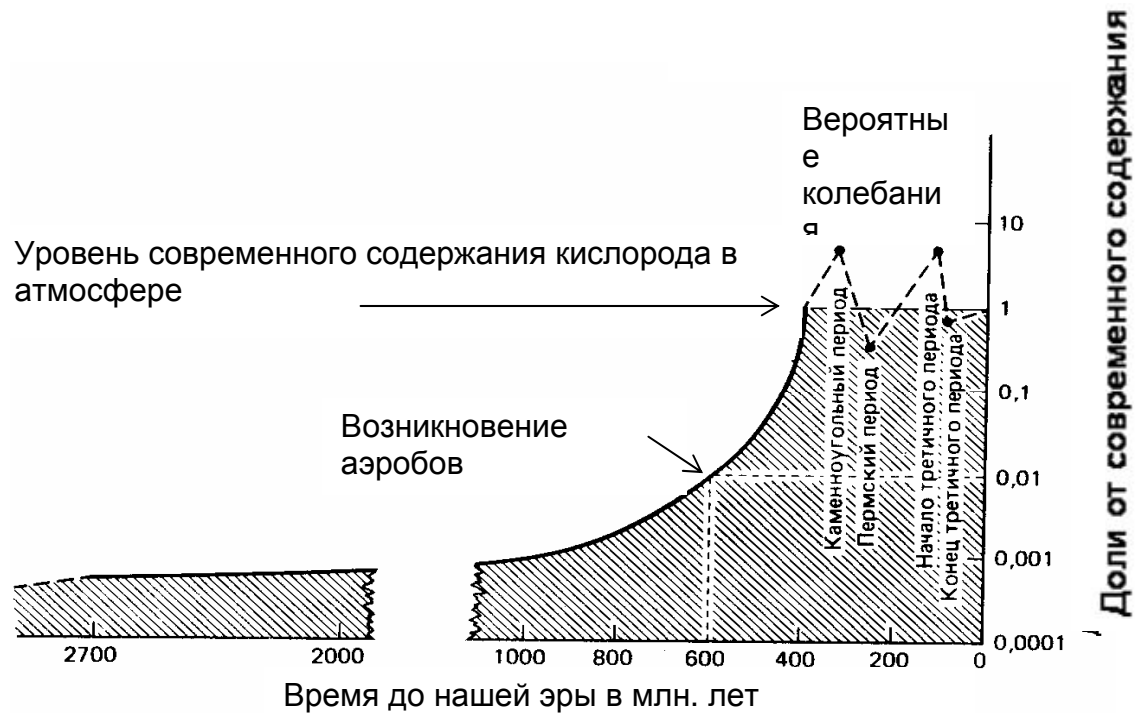


Рис. 1.8. Изменение содержания кислорода в атмосфере

(шкалы логарифмические). (по Реймерсу, 1990 г.)

Для **венда** уже характерны черви, губки, археоцеаты. Все, что происходило до фанерозоя, объединяется под общим названием «**докембрий**».

3. Фанерозой – явная жизнь.

3.1. Палеозой, 560 – 245 млн.лет - древняя жизнь.

Для органического мира характерны трилобиты – предки членистоногих, древнейшие панцирные рыбы, моллюски - брахиоподы. Растения выходят на сушу; развиваются хвощи и плауны, из которых впоследствии образовались каменные угли.

В это время, объединяемое термином «нижний палеозой», произошел очередной цикл тектонической активности и горообразования, названный **каледонским**. Территории, ставшие платформами на каледонском основании, называются **эпикаледонскими**. Это Британские острова, Скандинавские горы, Центральный Казахстан, Саяны.

Появляются насекомые и земноводные, расцветают кораллы. В отложениях этого возраста встречаются многочисленные нефтяные месторождения. Затем возникают многочисленные месторождения каменного угля, это время даже называли каменноугольным. Выбросы углекислоты из вулканов привели к новому мощному всплеску жизни. Расцвет плауновых и папоротников, образывавших леса, типа тропических. Затем начались засухи. Высыхание морей и образование мощных толщ солей, послуживших крышками для будущих месторождений нефти. Появились пресмыкающиеся, летающие насекомые и голосеменные растения. Это время называется поздним палеозоем, и для него характерен новый, герцинский цикл горообразования. На складчатом основании, образованных в герцинское время гор сформировалась эпигерцинская плита Западной Сибири.

3.2. Мезозой – средняя жизнь, 245-65 млн.лет.

Развивается обильная флора голосеменных и появляется флора покрытосеменных. Развиваются фораминиферы, накопление которых и образовало мощные толщи писчего мела. Для этого времени характерны максимум биомассы, а для осадочных пород этого возраста - максимум нефтеобразования. Распространяются наземные формы крупных пресмыкающихся - динозавров

3.3. Кайнозой - новая жизнь, 65 млн.. лет до нашего времени.

Появляются млекопитающие, обезьяны. Расцветает флора покрытосеменных растений. Беспозвоночные становятся близки к современным. Для этого времени характерны самые крупные месторождения нефти. Два млн. лет назад появился человек. Это время в 1922 г. замечательный русский геолог и антрополог А.П.Павлов назвал антропогеновым. Сейчас геологическая роль человека, вооруженного орудиями труда, становится все более геологически значимой. В результате его деятельности Земля преобразуется так, как никогда ранее. В.И.Вернадский, Ле Руа, Тейар де Шарден называли это ноосферой, П.А.Флоренский – пневматосферой (сферой Духа), А.Е.Ферсман – техносферой. Теперь уже не нужно быть гением, чтобы увидеть многочисленные ее проявления в нашей жизни. Возможно, что мы живем уже в новой, технозойской эре. Как писал немецкий ученый Б. Шапиро «Кайнозойская эра кончилась, технозойская началась».

1.6. ВОДЫ ЗЕМЛИ.

Вода!

У тебя нет ни вкуса, ни цвета, ни запаха, тебя не опишешь, тобой наслаждаешься, не понимая, что ты такое. Ты не просто необходима для жизни, ты и есть жизнь... Ты - величайшее в мире богатство, но и самое непрочное, -, столь чистая в недрах земли...ты даешь нам бесконечно простое счастье.

А. де Сент-Экзюпери

Воду – однородное химическое соединение, описываемое всем известной формулой H_2O , на самом деле образуют ассоциированные молекулы, формирующие рыхлый льдоподобный каркас и отдельные молекулы, свободно располагающиеся в промежутках этого каркаса. Главная масса воды в Земле – соленая, и практически все природные воды представляют собой растворы.

Вода "создает организованность земной коры - писал В.И.Вернадский. В пределах земной коры роль воды исключительная..., до глубины 20 км она не опускается ниже 8% по весу, и едва ли можно видеть признаки уменьшения ее количества...примерно до 60 км от уровня океана... В земной коре, в толще, почти на протяжении 25 км мощностью идут передвижения водных масс – интенсивно и непрерывно – в бесчисленных круговоротах...».

Земля - единственная планета, имеющая **гидросферу** - океан и моря, заполненные водой. Венера слишком близка к Солнцу, там жарко и вся вода испарилась в атмосферу. Марс, напротив, слишком далеко от Солнца, там холодно и тоже нет жидкой воды: запасы H_2O сосредоточены на Марсе в полярных шапках и в ледяной коре - криолитосфере. Земля оказалась на таком расстоянии от Солнца и имеет такую массу, что окись водорода на ней существует во всех трех фазах: жидкая вода с растворенными в ней веществами, пар и лед, которые и составляют гидросферу. Она находится в "поясе жизни".

Составные части воды - водород и кислород - два самых распространенных элемента в Солнечной системе. Масса Солнечной системы почти целиком состоит из водорода: на 1000 его частей приходится лишь одна часть других элементов. Водород, как и гелий - солнечный элемент. На Земле же свободного водорода почти нет, ибо он столь легок, что его, как и гелий, не может удержать притяжение Земли, и он улетучивается в космос. Луна, масса которой в 64 раза меньше, не может удержать не только водород, но и более тяжелые газы – кислород, азот. На Луне, и на Меркурии нет ни

только жидкой воды, но и вообще H_2O потому что сила тяжести на них столь мала, что легкие соединения с их поверхности улетучиваются в космос: на Луне и тем более на Меркурии ее нет и быть не может.

В Солнечной системе, как и в Космосе, достаточно исходного вещества для образования H_2O . И все-таки вода - это уникальное земное образование: Земля оказалась единственной планетой Солнечной системы, покрытой океанами и морями.

Состав гидросферы (табл. 4) определяется составом океанической воды, которая характеризуется устойчивой соленостью - 35 г/л.

Таблица 4.

Химический состав гидросферы.

| | | | | | | | | | |
|---|--------|----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|
| О | 85,79% | Cl | 2,07% | Mg | 0,14% | Ca | 0,05% | Br | 0,02% |
| Н | 10,67% | Na | 1,14% | S | 0,09% | K | 0,04% | C | 0,02% |

Этот состав - соответствует химическому составу живого организма – нашему составу. Мы, живые организмы, несем в себе часть океана – нашей прародины. Мы, словно брызги морской воды, разлетевшиеся по суше и закрытые от испарения своей кожей - подобно тому, как скафандр космонавта сохраняет в космосе пузырек земной атмосферы. Мы - часть океана, часть гидросферы по плоти и по крови в буквальном смысле слова. Пресная же вода, именно в силу своего несоответствия нашему составу, так необходима нашему организму. Собирая соли, она выносит их, очищая нас, подобно нам очищая биосферу, очищая всю Землю. Вода составляет более 50 весовых процентов всех живых организмов. Человек же состоит из воды более чем на 2/3. А есть живые организмы, например, медузы в которых вода составляет более 90%. Живое вещество - это в то же время «живая вода». Человек не мыслящий тростник, как считал Блез Паскаль, а мыслящая вода!

У воды аномально высокие удельные теплоты плавления и испарения. Она очень активный универсальный растворитель. Благодаря постоянной смене на поверхности Земли ее фазового состояния H_2O легко переходит в лед, воду или пар, поэтому окись водорода это «рабочее тело» планеты, как вода и пар в паровозе. Солнечно-земная двойственная сущность воды проявляется и в ее поведении, ее энергетической роли на поверхности Земли; именно вода, испаряясь, собирает в себя солнечную энергию, переносит ее в облаках и, проливаясь дождем, преобразует ее теперь уже в механическую энергию разрушения и переноса твердого вещества.

Выделяющееся при этом тепло частично уходит в химическую энергию образования новых минералов. Поэтому, будучи «частью Солнца» в вещественном понимании, H_2O - это активный агент Солнца на Земле, реализующий в процессах его энергию. С водой и ее деятельностью, обусловленной Солнцем, связано многообразие происходящих на Земле процессов.

Особенности облика Земли определяются водой. Если число минералов в безводной коре Луны вряд ли превышает 100, то на Земле их более 2000, причем 800 из них образовались при обязательном участии воды. К гидросфере относится и вода в недрах земной коры, ее присутствие понижает температуру плавления магмы, она является тепло- и массопереносчиком, в том числе и для углеводородов и для гидротермальных полезных ископаемых.

Одной из важнейших особенностей распределения воды по поверхности Земли является ее дисимметрия. Тихоокеанское полушарие океаническое, а Евразийское – континентальное. Существенна и полярная дисимметрия Земли: северная половина ее более континентальна, а южная – более океаническая.

Пресная вода уникальна по своей химической чистоте, физическим и химическим свойствам, удивительному многообразию составов и состояний при кажущемся их единстве. Пресная вода образуется благодаря испарению с поверхности соленых океанов и с суши под действием солнечного тепла. На переносится ветром в облаках и, выпадая, питает реки и родники. За это время она насыщается кислородом и углекислотой, становясь более активной химически. Она промывает всю поверхность Земли, так же как промывает наш организм, каждую клетку живого существа, она омывает каждую песчинку поверхности планеты. Совсем недавно казалось, что этой воды много, что она возобновляется. Так оно и было, пока наши потребности были несоизмеримо меньше объема поступающей и ежегодно возобновляемой пресной воды. Но теперь потребности человека превзошли эти объемы, и учение об охране пресной воды становится одной из ведущих областей науки.

Проблема охраны воды стала важнейшей потому, что цивилизованному человечеству необходимо огромное количество чистой пресной воды, которое оно загрязняет и приводит в негодность для дальнейшего использования. Неразумные действия людей, связанные с водой, приводят к непредвиденным последствиям, несмотря на то, что современный уровень развития науки о природе вполне позволяет их предвидеть. Например, перегородив великие реки Сибири – Обь и Енисей, вместе с водой был задержан приток тепла в Ледовитый океан, который приходил вместе с речной водой. В результате климат побережья Ледовитого океана стал еще более суровым, а время навигации сократилось. Другой пример -

чудовищный проект поворота северных рек Сибири или Севера России на юг, для поднятия уровня Каспийского моря. Поворот северных рек на юг, к Каспию, привел бы к похолоданию в Архангельской области; избыток воды в Центральных районах повлек бы их заболачивание, в южных регионах чрезмерный полив вызвал бы поднятие грунтовых соленых вод и засоление почв, а Каспий, пополненный новой водой затопил бы прибрежные города и нефтяные промыслы.

Воду в земной коре рассматривают с различных точек зрения.

1. Фазовый состав. Вода существует в виде льда, жидкости и пара. Существуют также и переходные формы.

2. Происхождение. Вода попадает в земную кору из атмосферы и гидросферы (вадозные воды) и из мантии (ювенильные воды).

3. Соотношение с горными породами. Горные породы представляют собой взаимодействующие минеральный скелет горной породы с **поровым раствором и водяным паром**. Фазовые равновесия в горных породах постоянно изменяются. Поровая влага в них может находиться в **свободном и связанном** состояниях. Свободная (гравитационная) поровая вода отличается высокой подвижностью и химической активностью. Она передвигается под действием силы тяжести и способна передавать гидростатическое давление.

Переходной формой между свободной и связанной является капиллярная вода, которая находится в капиллярных порах и при сплошном их заполнении может передавать гидростатическое давление, а при частичном подчиняется менисковым и осмотическим силам. Среди связанных вод выделяются (рис.1.9):

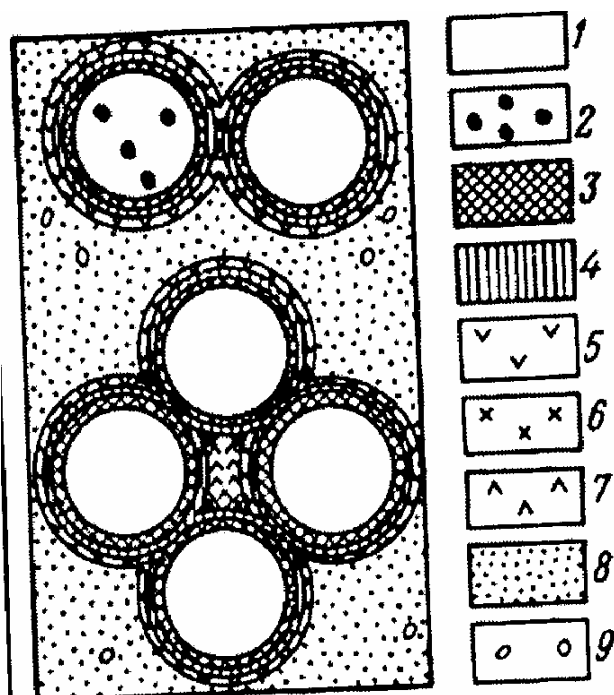


Рис. 1.9 Взаимоотношения между различными видами вод и минеральными компонентами горных пород (по А.А.Карцеву и др., 2001:

1 – минеральные частицы пород, 2 – минералы с включениями воды. Виды воды: 3 – адсорбированная, 4 – лиосорбированная, 5 – капиллярная, 6 – стыковая (пендулярная), 7 – сорбционно-замкнутая, 8 – свободная гравитационная.

- физически связанная, удерживаемая на поверхности минеральных частиц силами молекулярного сцепления и водородными связями, образующая слой в десятки и сотни молекул. Внутренние слои более тесно связаны с минералами, внешние – рыхло;
- стыковая – представляет собой утолщенные части физически связанной воды на участках сближения минеральных частиц;
- химически связанная вода, входящая в состав минералов. По степени прочности этой связи выделяют следующие виды:
 - *цеолитная*, которая входит в минерал в непостоянных количествах, например в монтмориллоните, цеолитах. Может удаляться из минерала при нагревании без каких-либо заметных последствий для него;
 - *кристаллизационная*, входящая в минерал в постоянном количестве, но при ее удалении минерал не разрушается. Пример кристаллизационной воды – переход гипса в ангидрит;
 - *конституционная*, которую можно выделить из минерала только при полном его распаде – например в слюдах и роговых обманках.

Наличие связанных вод в горных породах зачастую до неузнаваемости меняет их свойства по сравнению с установленными в лабораторных условиях.

По условиям залегания подземных вод верхнюю часть земной коры разделяют на зоны **аэрации** и **насыщения**.

В зоне аэрации часть пор заполнена воздухом и водой. Воды зоны аэрации разделяются на верховодку и грунтовые воды. В зоне насыщения, за исключением пор, занятых углеводородами, пустоты

заняты водой. Мощность зоны насыщения изменяется в широких пределах и может достигать 11-12 км. На этой глубине температура воды приближается к критической и вода переходит в надкритическое парообразное состояние. В зоне насыщения распространены преимущественно напорные воды. В коллекторах, ограниченных сверху и снизу флюидоупором, распространены воды, имеющие гидростатические напоры.

В криолитозоне - зоне мерзлоты - условия залегания вод имеют свои особенности. Мерзлые породы, являющиеся водоупорами, при оттаивании нередко превращаются в водопроницаемые.

Вода имеет ведущее значение в жизни нефти. В воде из органических остатков она образуется, среди подземных вод преобразуется и созревает. С водой она и перемещается. Вода – это гигант, который несет на своих плечах карлика – нефть. При бурении и эксплуатации нефтяных скважин расходуются гигантские количества воды, которые в процессе использования необратимо загрязняются.

1.5. АТМОСФЕРА

Атмосфера - воздушное покрывало Земли - это самая подвижная ее оболочка. Постоянство ее состава, в течение по крайней мере фанерозоя (последние 500 млн лет) и по всей планете в целом, связано отнюдь не с ее устойчивостью, а со значительной скоростью протекающих в ней процессов, восстанавливающих ее исходный равновесный состав. Состав атмосферы приведен в табл. 5.

Таблица 5.
Химический состав
атмосферы, %.

| | |
|-----------------|-------|
| N | 75,51 |
| O | 23,01 |
| Ar | 1,28 |
| CO ₂ | 0,04 |

Химические, биохимические, фотохимические, электрохимические процессы непрерывно меняют ее состав на фоне гигантских объемов испарения и (конденсации) H₂O воздушных потоков разного масштаба. Большое значение для очистки и стабилизации состава атмосферы имеют процессы конденсации водяного пара в облаках и дожди.

Ежегодно вынос из атмосферы различных техногенных новообразований достигает 700-2000 млн. т/год. Особую роль играет содержание в атмосфере CO₂, увеличение которого связывают со сжиганием органических веществ (например, мазута на ТЭЦ). Одни считают, что оно вызовет увеличение ее содержания в атмосфере, что и приведет к парниковому эффекту и глобальному потеплению. Другие обещают похолодание. Однако современное содержание углекислоты в атмосфере - 0,04% - соответствует предельно минимальной ее концентрации, при которой она может быть поглощаема растениями. Растительная жизнь находится в условиях сильного углекислотного голода. Поэтому даже возможные локальные повышения ее содержания в атмосфере будут компенсированы увеличением биомассы: сжигание угля, нефти и газа возвращает через атмосферу в биомассу некогда погребенный там углерод. Таким образом, сжигание мертвой биомассы (уголь, нефть, газ, дрова) возвращает ее в живое вещество. Следовательно, никакого вреда от сжигания теплоносителей биосфера не получает, а напротив, объем биомассы от этого только увеличивается.

Атмосфера присутствует также под водой и под землей. Это углекислота в минеральной воде, углеводороды газовых месторождений и гелиевые струи из мантии, газы, растворенные в воде в совсем иных, чем в атмосфере, соотношениях. Подземные «атмосферы» не имеют возможности перемешиваться и поэтому по составу неоднородны.

Газовая фаза в литосфере занимает до 50% объема горной породы. Газовые компоненты, так же как и пары воды, могут находиться в свободном, адсорбированном и растворенном состоянии. Свободные газы заполняют поровое пространство породы, не занятое водой. Растворенные газы в поровой влаге представлены преимущественно углекислым газом, углеводородами, кислородом, азотом и др. Эти газы попадают сюда из атмосферы. Они активизируют выщелачивание и химические процессы в горных породах. Нахождение паров воды предполагается в горных породах на больших глубинах в условиях высоких температур и давлений. Там, как полагают, вода находится в надкритическом состоянии – то есть нет различия между жидким и парообразным состоянием. Такая вода весьма агрессивна, ее растворяющая способность очень велика. При переходах из жидкого в газообразное состояние растворы, рассолы и пары воды меняют объемы и удельный вес горных пород, в них происходят различные изменения физических и химических свойств. Однако, многие вопросы в этой области еще недостаточно изучены.

Адсорбированные газы удерживаются на поверхности минеральных частиц силами молекулярного притяжения и образуют на них полимолекулярные пленки. Адсорбирующая способность минералов зависит от их минерального состава (возрастая от кварца к слюдам и далее - кальциту, глинистым минералам), дисперсности, влажности, температуры, давления, содержания органических веществ.

1.8. БИОСФЕРА

Биосферой называется область существования живого вещества. Область взаимодействия литосферы и атмосферы, и всю гидросферу пронизывает живое вещество. В то же время живое вещество, это всего лишь тонкая фрагментарная в основном поверхностная пленка. Его масса относительно ничтожна - всего лишь одна миллиардная часть массы Земли. Это оболочка планеты, уникальная во всем космосе, отличается фантастической активностью своих процессов.

Стройное учение о биосфере, как о единстве организмов и среды обитания, организованном как динамически равновесное природное тело, создано великим В.И. Вернадским.

По ведущим элементам средний состав живого вещества (табл.6) почти ничего общего не имеет как с Землей в целом, так и с составом литосферы, более половины которой составляет SiO_2 – кремнезем. Насыщенностью летучими элементами живое вещество ближе к составу атмосферы и гидросферы, а если искать аналоги

живого вещества по химическому составу в космосе, то оно, будучи весьма далеким от среднего состава Земли, оказывается почти полным химическим аналогом комет.

Таблица 6.

Средний состав живого вещества (в вес.% на живой вес).

| Элемент | Содержание | Элемент | Содержание | Элемент | Содержание |
|---------|-------------------|---------|---------------------|---------|--------------------|
| H | 70 | Ba | $3 \cdot 10^{-3}$ | Ni | $5 \cdot 10^{-5}$ |
| C | 18 | Sr | $2 \cdot 10^{-3}$ | Sn | $5 \cdot 10^{-5}$ |
| O | 10,5 | B | $1 \cdot 10^{-3}$ | Pb | $5 \cdot 10^{-5}$ |
| Ca | $5 \cdot 10^{-1}$ | Mn | $1 \cdot 10^{-3}$ | As | $3 \cdot 10^{-5}$ |
| N | $3 \cdot 10^{-1}$ | TR | $1 \cdot 10^{-3}$ | Co | $2 \cdot 10^{-5}$ |
| K | $3 \cdot 10^{-1}$ | Ti | $8 \cdot 10^{-4}$ | Li | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Si | $2 \cdot 10^{-1}$ | F | $5 \cdot 10^{-4}$ | J | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| P | $7 \cdot 10^{-2}$ | Zn | $5 \cdot 10^{-4}$ | Mo | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| S | $5 \cdot 10^{-2}$ | Rb | $5 \cdot 10^{-4}$ | Cs | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Mg | $4 \cdot 10^{-2}$ | Cu | $2 \cdot 10^{-4}$ | Se | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| Na | $2 \cdot 10^{-2}$ | V | 10^{-4} | U | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| Cl | $2 \cdot 10^{-2}$ | Cr | 10^{-4} | Hg | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| Fe | $1 \cdot 10^{-2}$ | Br | $1,5 \cdot 10^{-4}$ | Ra | $1 \cdot 10^{-12}$ |
| Al | $5 \cdot 10^{-3}$ | Ge | $1 \cdot 10^{-4}$ | | |

Особенно наглядны окислительно-восстановительные функции биосферы, создающие резко полярную смену химической обстановки, например окислительную среду кислородной атмосферы и восстановительную, создаваемую органическими соединениями на дне водного бассейна, производящими нефть. Разнообразие и активность реакций в биосфере отражается и обилием разнообразием живых организмов. Сейчас их на Земле около $2 \cdot 10^6$ видов.

Живое вещество поглощает тепловую и световую энергию Солнца. Однако, лишь зеленые растения через фотосинтез вводят солнечную энергию в физико-химические процессы земной коры. Другие живые организмы, используя энергию Солнца, с помощью ферментов в миллионы раз ускоряют химические процессы. Именно бактерии осуществляют уникальный процесс разрушения в глину полевых шпатов - минералов, составляющих более половины земной коры. Через живые организмы, в основном через фотосинтез, солнечная энергия входит в физико-химические процессы земной коры. Через циклы осадконакопления, денудации - осадконакопления - метаморфизма, происходит «окаменение» солнечной энергии, через которую прошла практически вся масса земной коры, вся она проработана живым веществом, живой водой. Осадочные породы, образовавшиеся благодаря воде, аккумулируют солнечную энергию в себя. Нефть, газ и уголь - не что иное, как некогда сжиженная или окаменевшая сохраненная солнечная энергия. Это - овеществленные

на Земле солнечные калории. Благодаря биосфере разрушение пород на поверхности Земли на три порядка быстрее, чем на безводной и безатмосферной Луне, и на 1,5-2 порядка быстрее, чем на покрытом льдом Марсе.

Невообразимо высокая интенсивность происходящих в биосфере процессов особенно поразительна, если учесть относительную ничтожность массы живого вещества - всего 2-3 трлн. т ($2-3 \cdot 10^{18}$ г) - в 10 млн. раз меньше массы земной коры и лишь одна миллиардная часть массы Земли. Именно живое вещество биосферы, занимая все большее место в истории Земли и играя в ней все более значительную роль, в большой степени создало осадочный слой земной коры в том виде, в каком мы его знаем.

1.9. КРУГОВОРОТ УГЛЕРОДА НА ЗЕМЛЕ

Начальным источником углерода в верхних геосферах является мантия. В результате ее дегазации в атмосферу и гидросферу попадает двуокись углерода (CO_2). Благодаря большой подвижности и хорошей растворимости в воде диоксид углерода занимает исключительное положение в геохимии углерода, являясь начальным и конечным звеном многочисленных его превращений. Однако процентное содержание углерода в различных частях земли резко различно (табл. 7).

Таблица 7

Распределение углерода в различных частях Земли (по В.А.Успенскому)

| Части Земли | Среднее содержание углерода, % | Масса углерода, 10^{12} т | Доля, % |
|--------------------|--------------------------------|-----------------------------|---------|
| Земля в целом | 0,04 | 2 400 000 | 100 |
| Осадочная оболочка | 1,43 | 18 000 | 0,75 |
| Поверхность Земли | 4,70 | 22 | 0,001 |
| Живое вещество | 23,74 | 0,5 | 0,00005 |

То есть концентрация углерода в осадочной оболочке в 36 раз больше средней по Земле, а в почвах и илах – в 100 раз больше. Это перераспределение - результат действия живого вещества, хотя в самой биомассе заключена лишь ничтожная часть общего углерода.

На Земле существуют две различные ветви круговорота углерода и два механизма его выхода из круговоротов биосферы – через неорганический углерод карбонатных минералов и через органическое вещество. Обе эти ветви имеют единый источник углерода – атмосферу и гидросферу. Далее по первой ветви происходит нейтрализация оснований угольной кислотой и образование солей кальция и магния. Выделение и растворение карбонатов происходят в природе неоднократно. Эта ветвь дает начало разнообразным карбонатным породам, и по количеству

депонированного углерода в 6-7 раз превосходит другую ветвь (рис.1.10).

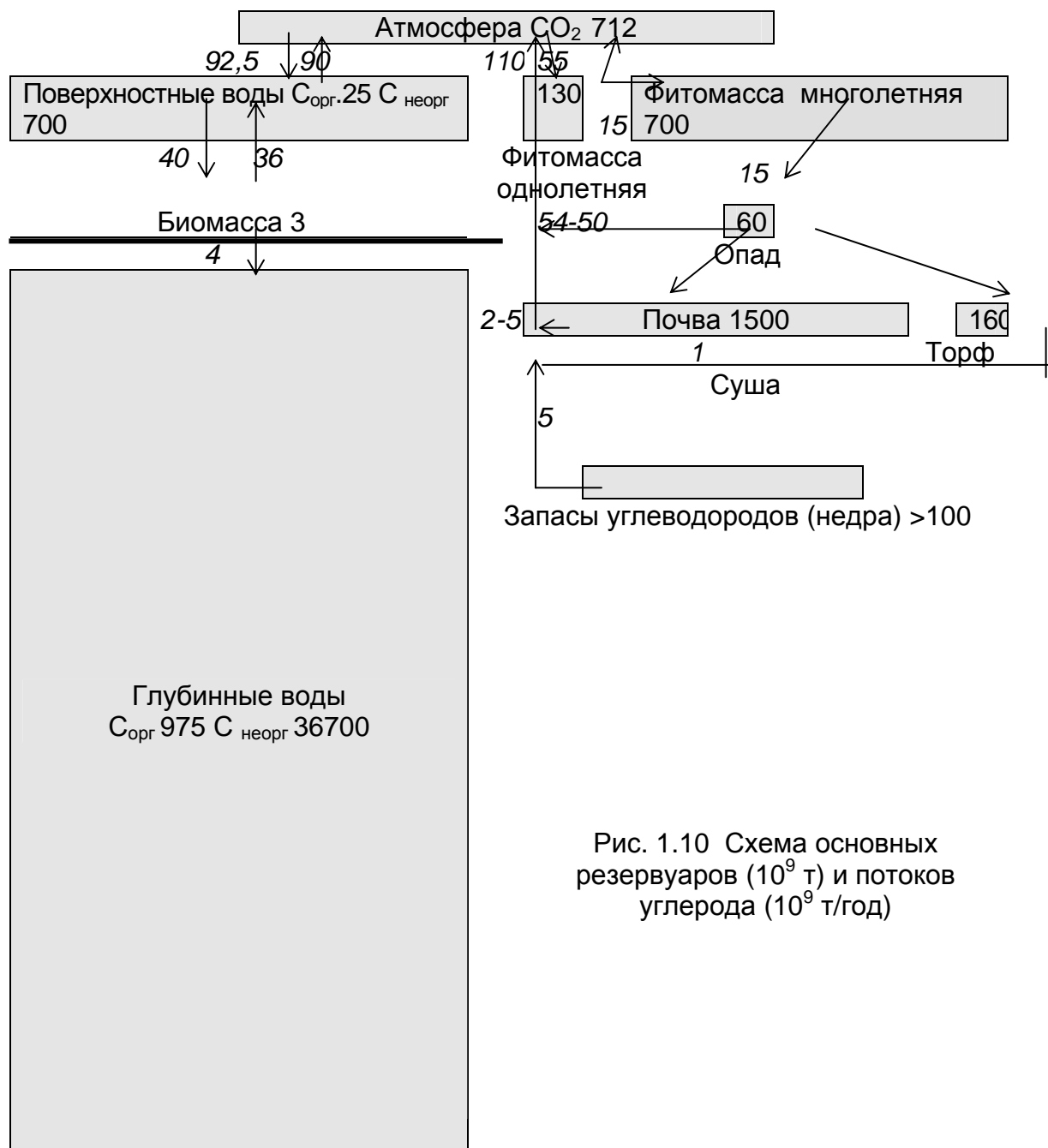


Рис. 1.10 Схема основных резервуаров (10^9 т) и потоков углерода (10^9 т/год)

Содержание CO_2 , определяющего кислотность морской воды, постоянно благодаря карбонатно-бикарбонатному буферу, который действует следующим образом: углекислый газ водорастворим, и в океанах его растворено около 140 трлн.т (против 2,6 трлн.т в атмосфере). При избытке CO_2 нерастворимый карбонат (CaCO_3) переходит в растворимый бикарбонат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. При недостатке CO_2 растворимый бикарбонат переходит в нерастворимый.

В результате метаморфизма и эрозии карбонатный углерод в виде CO_2 попадает в гидросферу и атмосферу и вновь включается в круговорот. Поэтому опасения, что атмосфера отравится углекислым газом от выбросов промышленных предприятий и спровоцирует

парниковый эффект, не обоснован, потому что на Земле существуют океан и биосфера.

Другая ветвь превращений углеродных соединений начинается с ассимиляции CO_2 в результате фотосинтеза. При этом из окисленной формы углерод **за счет энергии света** переходит в восстановленную, запасая энергию. А вот все последующие превращения происходят с потерей энергии и уменьшением количества органического вещества. Процесс происходит по двум возможным циклам – малому и большому (рис. 1.11).

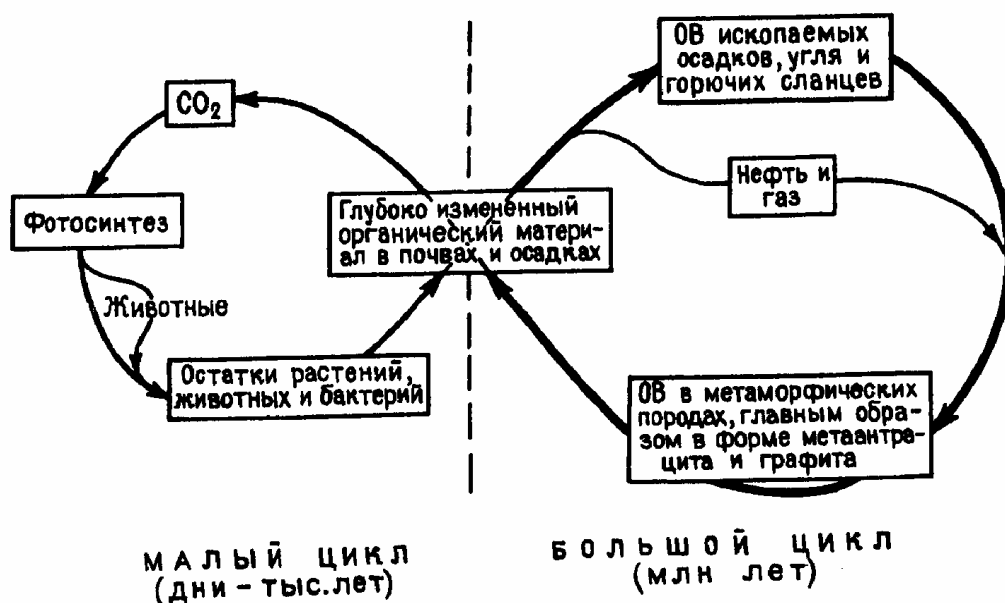


Рис. 1.11. Основные циклы органического углерода на Земле (по Вельте). Заимствовано из работы «Геология и геохимия», 2000)

На самых заключительных стадиях метаморфизма углерод переходит в инертную форму – графит.

В работе этого механизма необходимо участие кислорода, а весь **свободный кислород планеты имеет биогенное происхождение**. Поскольку он плохо растворим в воде, он попадает в атмосферу, в отличие от легкорастворимого углекислого газа. Его содержание уже на границе докембрия – кембрия увеличилось до значений, сопоставимых с современными.

Живые существа не только производят кислород, но и потребляют его. В биосфере проходит реакция $n\text{CO}_2 + n\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow (\text{CH}_2\text{O})_n + n\text{O}_2$. Слева направо реакция идет как фотосинтез, справа налево – как дыхание, питание, гниение, горение. Увеличение содержания кислорода в атмосфере (то есть смещение равновесия), как известно из курса химии, возможно только при удалении одного из продуктов реакции а именно – захоронения восстановленного, т.е. неокисленного органического вещества.

Возраст древнейших пород, в которых найден углерод заведомо органического происхождения (по соотношению изотопов ^{12}C и ^{13}C) - это возраст древнейших осадочных пород. Временем 3,4 млрд. лет датируются первичные

микроорганизмы(?) – цианобактерии (сине-зеленые водоросли) - т. е. это время зарождения жизни и возникновения источника молекулярного кислорода. Примерно 2 млрд лет назад биосфера «вывернулась наизнанку» – вместо кислородных оазисов вокруг скоплений живых организмов появились анаэробные «карманы». Тогда же содержание кислорода в атмосфере достигло 1% от современного (точка Пастера). Именно с этой пороговой концентрации энергетически выгодным для жизни становятся не реакции брожения, а реакции окисления. Начинается необратимое отравление (с точки зрения анаэробов) атмосферы кислородом. В течение протерозоя мир постепенно становится аэробным.

Роль жизни как планетного геологического фактора в наиболее последовательной форме раскрыл замечательный русский ученый, основоположник геохимии В.И. Вернадский. Он писал: «...Вещество биосферы благодаря им <космическим и солнечным лучам> проникнуто энергией; оно становится активным, собирает и распределяет в биосфере полученную в форме излучений энергию, превращает ее в конце концов в энергию в земной среде свободную, способную производить работу... Жизнь является великим, постоянным и непрерывным нарушителем химической косности поверхности нашей планеты. Можно говорить о всей жизни, о всем живом веществе как о едином целом в механизме биосферы, хотя только часть его – зеленая, содержащая хлорофилл растительность, – непосредственно использует солнечный луч, создает через него фотосинтезом химические соединения, неустойчивые в термодинамическом поле биосферы при умирании организма или при выходе из него. С этой зеленой частью непосредственно и неразрывно связан весь остальной живой мир». Зеленые растения составляют основание трофической пирамиды “Дальнейшую переработку созданных ею химических соединений представляет все вещество животных и бесхлорофильных растений... Можно рассматривать всю эту часть живой природы как дальнейшее развитие одного и того же процесса превращения солнечной световой энергии в действенную энергию Земли. Часть живого вещества не возвращается сразу же после гибели организма назад в биосферу, а захоранивается”. В результате «Мы имеем здесь дело с новым процессом – с медленным проникновением внутрь планеты лучистой энергии Солнца, достигшей его поверхности. Этим путем живое вещество меняет биосферу и земную кору... Вся земная кора целиком, на всю доступную нашему наблюдению глубину изменена этим путем... Скопления этих органических веществ являются очагами огромной потенциальной энергии, "погребенными лучами Солнца"...»

Таким образом, живое вещество, зародившись уже на заре истории Земли, создало кислородную атмосферу, что позволило стратегии жизни перейти от анаэробных форм, существующих за счет реакций восстановления, к значительно более эффективным, аэробным, существующим за счет реакций окисления. Улавливая, пропуская через себя, восстанавливая и концентрируя углерод, живое вещество планеты создает, таким образом концентрированные сгустки энергии в виде скоплений месторождений горючих ископаемых.

1.10. НООСФЕРА

Созданное В.И. Вернадским учение о биосфере приобрело особое значение сейчас, когда человек, являющийся со всеми окружающими его процессами частью биосферы, выступает как активная геологическая сила, заметно меняющая Землю. Биосфера, изменяемая человеком, названа ноосферой от слова “ноос” - разум, ибо предполагается, что трансформация биосферы человечеством контролируется положительным созидательным разумом. Вопрос о характере реакций биосферы на деятельность человечества, возможность нарушения биосферы как саморегулирующейся системы, широко обсуждается не только в научной, но и в широкой печати. «Ноосфера есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой. Он может и должен перестраивать своим трудом и мыслью область своей жизни, перестраивать коренным образом по сравнению с тем, что было раньше. Перед ним открываются все более и более широкие творческие возможности» (В.И. Вернадский).

Вся история человечества - история преобразования биосферы. И смысл концепции Вернадского заключается в том, что воздействовать на природу, изменять биосферу нужно сугубо рационально, думая не о сиюминутных выгодах, а о будущих последствиях. Говоря о человеке будущего, Вернадский называл его «*homo sapiens faber*» - человек разумный производящий. Высшее, по В.И. Вернадскому, достижение разума - научная мысль - является и главным фактором разумного преобразования биосферы. Науку будущего Вернадский представлял себе в виде целостного мировосприятия, осмысливая современность с позиций биосферного и ноосферного подхода и придя к новой идее о “государственном объединении усилий всего человечества”.

Статью «Несколько слов о ноосфере» В.И.Вернадский опубликовал в 1944 г., в разгар Великой Отечественной войны, а писал ее в самом начале войны, в самые тяжелые годы. «Сейчас мы переживаем новое геологическое эволюционное изменение в биосфере. Мы входим в ноосферу, - писал В.И. Вернадский, - мы вступаем в нее - в новый стихийный геологический процесс - в грозное время, в эпоху разрушительной мировой войны. Но важен для нас факт, что идеалы нашей демократии идут в унисон со стихийным геологическим процессом, а законы природы отвечают ноосфере. Можно смотреть поэтому на наше будущее уверенно. Оно в наших руках, мы его не выпустим (...)». В.И.Вернадский писал в 1942 г. «...Подготавливавшееся в течение тысячелетия новое состояние жизни на нашей планете, о котором мечтали утописты, станет реальностью, когда война, т.е. организованные убийства, когда голод и недоедание могут сравнительно быстро исчезнуть с нашей планеты».

ГЛАВА 2

ИСХОДНОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

2.1. МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Земная кора состоит из **горных пород** устойчивых парагенетических ассоциаций минералов, возникающих в результате геологических процессов и образующих геологически самостоятельные тела в земной коре. Наука, изучающая горные породы, называется петрографией, и при описании вещественного состава пород говорят о его петрографии, или петрографическом составе. Составные части горных пород - **минералы** - это природные химические соединения, или элементы. Всего известно более 2000 естественных минералов, а сейчас существует примерно столько же искусственных. Некоторые из них встречаются в большом количестве и образуют горные породы и таких минералов всего 25. Их называют **породообразующими** – например кварц, кальцит, слюды, полевые шпаты. Другие встречаются редко, но важны потому, что являются рудами металлов – **киноварь, магнетит, галенит, гематит**. Некоторые ценны сами по себе – **золото, платина, драгоценные камни**.

Минералы встречаются:

- в виде кристаллов (например минерал кварц - SiO_2 – оксид кремния – соединение двух наиболее распространенных в земной коре элементов образует кристаллы, называемые **горный хрусталь**) различного размера – от долей миллиметра до метров;
- в скрытокристаллическом состоянии (например, если то же соединение SiO_2 образует столь мельчайшие кристаллики, что кристаллическое строение неразлично, то минерал называется **халцедон**);
- в виде стекол, аморфных твердых гелей (например, аморфный SiO_2 называемый опалом).

Присутствие примесей окрашивает минералы, давая им новый облик и другое название. Тот же халцедон может выступать под именем сердолика (оранжевый), хризопраза (зеленый), оникса, сардоникса (полосатый), агата (концентрически-полосчатый). Кристаллический кварц, если он фиолетовый, называется аметист, если золотистый - раух-топаз.

Минералы могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Иногда они представляют собой твердые растворы. Некоторые из наиболее распространенных, относящихся к семейству **алюмосиликатов**, образуют такие большие и сложные молекулы, начиненные разнообразными примесями, что не имеют постоянного химического состава. Некоторые минералы образуются в глубоких недрах Земли в условиях высоких давлений и температур: **оливин (хризолит), пироксен**. Попадая на земную поверхность, они разлагаются, поглощают кислород, воду, формируют более рыхлые

кристаллические структуры и преобразуются в другие минералы, устойчивые в условиях земной поверхности. Конечным продуктом таких процессов являются разнообразные **глинистые минералы**, непрочные механически, но чрезвычайно устойчивые химически. Другая группа минералов - стабильных в условиях земной поверхности, при низких давлениях и температурах - окислы и гидроокислы (кварц, лимонит).

Важнейшим свойством минералов является их **твёрдость** - способность сопротивляться механическому воздействию более твёрдого вещества. Именно твёрдостью определяются абразивные свойства разбуриваемых горных пород.

Нефть – жидкие горные породы, сложенные разнообразными минералами – углеводородами. Природный газ **метан** - газообразный минерал, а природная вода - жидкий минерал.

Минералами сложены **горные породы**, которые могут состоять почти из одного минерала – быть **мономинеральными** (например, горная порода известняк более, чем на 90% состоит из минерала кальцита CaCO_3), или полиминеральными – например, гранит обычно состоит из кварца, полевых шпатов и слюды. Кроме того в нем присутствуют в незначительных количествах многие другие минералы. Нередко гранит содержит редкие земли и золото.

Условия образования горных пород, определяющие их облик, называют **фациальными** (от лат. *фацио* - облик, лицо) условиями, то есть фация – это однородный по составу комплекс горных пород, образовавшийся в сходных условиях.

Геологические процессы, в результате которых образуются горные породы, сводятся к трем группам, в результате чего получается три генетических класса пород.

- кристаллизация природных силикатных расплавов (магмы), поступающих из недр Земли, в результате чего возникают **магматические** горные породы, которые застывают и раскристаллизовываются при температуре 300 -1200⁰ и давлении 30-40 тыс. атм. в мантии, либо 10-15 тыс. атм. в гранитном слое и вплоть до 1 атм. на поверхности. Застывание длится от часов до тысяч лет, а сохраняются магматические породы миллиарды лет;

- разрушение ранее существовавших горных пород в поверхностных условиях, их транспортировка и отложение продуктов разрушения, отсюда получают **осадочные** горные породы, которые образуются на поверхности суши при температурах -50 - +50⁰ и давлении 1 атмосфера, или в водных бассейнах при температуре 0 - +30⁰ и давлении тысячи атмосфер. Время их формирования - годы - тысячелетия. Время существования достигает, обычно, сотен миллионов лет. Сохраняют они свой осадочный облик до глубин 10 км при температуре до 200⁰ и давлениях до 10 тыс. атм. При более высоких значениях давлений и температуры они переходят в породы метаморфические, или переплавляются в магматические;

- преобразование пород любого происхождения вследствие изменения физико-химических условий, в результате чего возникают

метаморфические горные породы. Они образуются при температурах от 100 до 1300° при давлении не выше 10 - 15 тыс. атм. При более высоких давлениях и температуре они превращаются в породы магматические. Процесс их формирования, сводящийся к перекристаллизации, длится тысячи и миллионы лет, а сформировавшись они могут существовать миллиарды лет.

В 1995 г. был выделен еще один тип пород, названный **коптогенным** (от греч. *копта* - удар). Они образуются от соударения небесных тел. В момент соударения температура за тысячные доли секунды возрастает до 30000°. Давление составляет миллионы атмосфер. То есть на доли секунды вещество оказывается в более сложных условиях, чем в центре Земли. В момент соударения, когда скорости тел могут составлять до 70 км/сек., энергия, выделяющаяся при взрыве, в сотни тысяч раз превышает энергию водородной бомбы, как было при образовании кратера Жаманшин в Казахстане, диаметр которого всего лишь 6 км, а известны ударные кратеры диаметром до сотни километров.

Отдельные минералы **связаны** между собой благодаря поверхностным и объемным силам. Поверхностные силы возникают на поверхности тел за счет недокомпенсации сил притяжения внутри минеральных зерен. Чем ближе друг к другу минеральные зерна, тем полнее реализуются поверхностные силы (в магматических и метаморфических породах).

При относительно большом удалении зерен относительно друг друга, межминеральные связи становятся цементационными (в большинстве осадочных пород), водноколлоидными (в глинах), а в рыхлых осадочных породах (например, в песках) структурные связи между минеральными зёрнами обусловлены трением.

2.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

2.2.1. Виды магматических горных пород

Магматические горные породы образуются при застывании **магмы** - расплавленного вещества земных недр. Магма может:

1) застыть в глубинах недр, тогда породы называются **интрузивными** (внедренными), примерами являются гранит, лабрадорит. Излиться на поверхность, тогда они называются **эффузивными** - изверженными. Примером излившейся лавы является **базальт**. Если извержение произошло в водную среду, может образоваться **пемза**;

2) взлететь в воздух. Там мельчайшие капельки магматического расплава остынут и в виде пепла осядут на землю. Так получают **вулканогенно-осадочные горные породы**. Иногда они образуют легкие пористые породы, состоящие из обломков вулканического стекла, песчинок и пылинок застывшего расплава. Таковую породу называют **вулканический туф**;

3) застыть на небольшой глубине. Тогда породы называются **гипабиссальными** (полуглубинными).

По химическому составу горные породы делятся на **ультраосновные, основные, средние, кислые и щелочные**. Это деление основано на количестве присутствующего в них кислорода и кремния. Особенно его мало - всего 45% – в **ультраосновных породах**, пришедших на земную поверхность из верхов мантии. Встречаются эти породы в центральных частях горных массивов - на Урале, в Саянах. Это черные, тяжелые породы. Попадая на дневную поверхность, слагающие их минералы - оливин и пироксены быстро вступают во взаимодействие с водой и воздухом, меняют свою структуру и состав (**серпентинизируются**) и превращаются в различные породы например, **асбест**. Особое место среди вулканических образований занимают трубки взрыва, сложенные алмазоносными породами, называемыми **кимберлитами**.

Основные породы слагают обширные лавовые покровы и пластовые тела на Средне-Сибирском плоскогорье, плоскогорье Декан. В настоящее время такие породы изливаются в Исландии, на Камчатке, на Гавайских островах. Породы темно-серые, черные, очень прочные. Из их гипабиссального аналога – диабазы – изготовлена брусчатка на Красной площади в Москве. Эти породы, как полагают пришли из глубоких недр Земли. Химические исследования показали, что в ультраосновных и основных породах встречаются примеси углеводородов, а в их пустотах - газ метан.

Средние породы – диориты, андезиты - серые, часто встречаются на окраинах континентов.

Характерный представитель **кислых пород** - красные и серые граниты, часто являющиеся переработанными осадочными породами, например песчаниками, оказавшимися в глубинах недр. Чем кислее порода, тем меньше ее удельный вес и тем она светлее.

Только в кислых породах кислород присутствует в виде окислов, образующих кварцевые зерна, во всех других породах кислорода значительно меньше.

2.2.2. Минеральный состав магматических горных пород

Минеральный состав магматических горных пород в значительной степени определяется кларками элементов. Более всего в земной коре кислорода, кремния и алюминия (47, 29,5 и 8%). Поэтому естественно, что минералы, называемые силикатами и алюмосиликатами составляют в ней более 85,9%. Кислород при этом связывает другие элементы, находясь между ними. То есть, остальные элементы, как правило, соединяются в минералах не непосредственно с кремнием, а через кислород: кремний – кислород – металл. Атом кремния находится в тетраэдре (четырёхграннике) и окружен

четырьмя атомами кислорода. Образуется кремний-кислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

Третий по распространению элемент - трехвалентный алюминий - тоже образует тетраэдр $[\text{AlO}_4]^{5-}$. Но алюминий соединяется через валентность лишь с тремя кислородами своего тетраэдра, поэтому валентность кислородного тетраэдра - 5. Алюмо- и кремнекислородные тетраэдры являются главными кирпичиками, из которых строится многообразие и, главное, основная масса минералов литосферы. Тетраэдры порой соединяются друг с другом через свободные «усы валентности». К этим же «усам валентности» присоединяются «навешиваются» и другие элементы - катионы. (табл. 8 и 9). Если катионов недостаточно, тетраэдры через кислород соединяются с между собой. Кремний четырехвалентен. К каждой валентной связи его присоединяется кислород, а через вторую валентность кислород связывается с другими элементами. Такой атом кислорода принадлежит сразу двум тетраэдрам, образуя сложные образования, напоминающие структуры органических соединений с четырехвалентным углеродом в основе. По степени насыщения катионами и характеру связи между тетраэдрами силикаты образуют ряд.

Островные силикаты, где тетраэдры между собой не связаны – группа оливина.

Кольцевые силикаты, где шесть тетраэдров образуют разобщенные шестиугольные кольца - берилл. Цепочечные силикаты, где каждый тетраэдр связан с двумя другими тетраэдрами, это группа пироксенов.

Поясные силикаты, где тетраэдры образуют шестиугольные кольца, которые объединяются в бесконечные ленты. Это - ленточные силикаты - роговые обманки, амфиболы.

Листовые силикаты, где тетраэдры образуют двумерную структуру, пластину, что определяет их способность расщепляться на тонкие пластинки. **Каркасные** силикаты, где все кремнекислородные тетраэдры соединены друг с другом и свободных валентностей нет, это - кварц SiO_2 . Если же половина или четверть кремнекислородных тетраэдров замещена алюмокислородными тетраэдрами, то образуются алюмосиликаты. Возникают дополнительные валентности, к которым присоединяются К, Na и Ca. Это – полевые шпаты: калиевые (ортоклаз и микроклин) и плагиоклазы (натрово-кальциевые). Они образуют 60 % земной коры, то есть почти две трети ее.

Выше говорилось об относительном единстве кларков в породах магматических и в породах осадочных. Напротив, их минеральный состав имеет кардинальные отличия. С точки зрения минерального

состава общее у них, пожалуй, лишь то, что и те и другие сложены в основном твердым кристаллическим веществом – просторечии и те и другие – камни. А далее идут различия (табл.10). И в тех и в других породах есть кварц - наиболее устойчивый в стратисфере породообразующий минерал, в осадочных породах есть также и полевые шпаты, и мусковит, но все остальные минералы магматических пород на поверхности Земли неустойчивы и разрушаются.

Таблица 8.

Главнейшие микроскопически окрашенные порообразующие минералы магматических горных пород.

| | | | | | | | | |
|--|---|--|--|---|--|--|--|--|
| Окрашенные (окраска видна хорошо), двупреломление высокое | | | | | | Слабо окрашенные почти бесцветные, двупреломление высокое | | |
| Плеохроирующие в зеленых, желтовато-зеленых, буровато-зеленых цветах | | | | Плеохроирующие в желто - коричневых, буровато - коричневых, зеленовато - коричневых, красновато - коричневых цветах | | Плеохроирующие в серо - синевато - зеленых цветах | Плеохроирующие от св. елтовато - розового до бледно - голубого | Плеохроирующие в бледно - зеленых тонах |
| Спайность в одном направлении | Спайность в двух направлениях | | | Спайность совершенная в одном направлении | Спайность в двух направлениях под углом 56 ⁰ (124 ⁰) | Спайность в двух направлениях под углом 56 ⁰ (124 ⁰) | Спайность в двух направлениях под углом 87 ⁰ (93 ⁰) | |
| | под углом 56 (124 ⁰). | под углом 87 (93 ⁰) | | | | | | |
| Биотит Погасание прямое | Роговая обманка обыкновенная Погасание косое 15-20 ⁰ | Плеохроизм в ярко-зеленых тонах. Эгирин. Проверка Погасание косое 5-8 ⁰ | Плеохроизм в желтовато-зеленых тонах. Эгирин - авгит. Проверка Погасание | Биотит. Погасание прямое | Базальтическая роговая обманка. По краям заметны выделения непрозрачного рудного минерала. | Щелочные роговые обманки Аномальные серо-фиолетовые интерференционные окраски. | Гиперстен Проверка: Погасание прямое. | Диопсид Погасание косое 37-44 ⁰ , |

| | | | | | | | | |
|--|--|--|---------------------------|--|---|---|--|--|
| | | | е косоe $\approx 25^0$ | | Погасание косоe (1-15 ⁰) | Погасание косоe (1-20 ⁰) | | |
|--|--|--|---------------------------|--|---|---|--|--|

Таблица 9.

Главнейшие микроскопически бесцветные порообразующие минералы магматических горных пород

| Интерференционная окраска не выше белой,бледно-желтой I порядка, двупреломление низкое | | | | | | | Интерференционная окраска красная I порядка и выше двупреломление высокое | | | | |
|--|--|--|--------------------|---|---|--|---|---|--|--|--|
| Шагрени и рельефа нет | | | | | | Шагрень и рельеф сильные преломление высокое | Шагрень и рельеф сла-бые прелом-ление низкое | Шагрень и рельеф сильные, преломление высокое | | | |
| Погасание | | | | | | | | | | | |
| равномерное облачное мозаичное | | просто е двойни- ковое | сложно-двойниковое | | | | | | | | |
| Кварц Продук- тов измене- ния не бывает | Нефелин Продук-ты измене-ния – серицитВстр е-чается с эгири-ном и щелоч-ной ро-говой обман-кой | Орто- клаз | Микро- -клин | Плагио- клаз кислый Продук- ты изме- нения - каолини т реже - серицит (двойни- ки тон- кие) | Плаги - оклаз сред- ний Про- дукты изме- нения сери- цит, реже - каоли- нит (зо- наль- ное строе- ние) | Плагио- -клаз основ- ной Продук- ты изме- нения – серицит кальцит (двойни- ки широки е | Ромбические пироксены | | Муско- вит. Про- верка: погасани е прямое | Спайность совершенная в двух направлен иях под углом 87 (93°) Моноклинны е пироксены | Оливин В разрезах с заметной спай- ностью угасание прямое Часто наблюдаетс я петельчата я структура |
| | | | | | | | Энста- -тит | Бронзи т | | | |
| | | Линия Бекке идет на канадский бальзам | | | | | | Спайность в двух направлен иях под углом 87 (93°) Погасание прямое | | Авги т | |

Самый распространенный в кислых породах полевой шпат (до 65%) становится источником глин - самых распространенных в стратисфере глинистых минералов (40-45%). Отсутствуют в магматических породах карбонаты - биогенные минералы - по сути дела умершие и окаменевшие живые существа.

Таблица 10

Средний минеральный состав в % магматических (Заварицкий, 1956) и осадочных (Кузнецов, 1998) пород

| Минералы | Магматические породы | | Осадочные породы |
|--|----------------------|----|------------------|
| Кварц | 10-12 | | 20-22 |
| Плагиоклазы | 47 | 65 | 8-10 |
| Ортоклаз | 16-18 | | - |
| Амфиболы, пироксены, биотит | 19-20 | | - |
| Магнетит, апатит | 5 | | - |
| Глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, и др.) | - | | 40-45 |
| Кальцит, доломит | - | | 20-25 |
| Гипс, ангидрит, галит | - | | 1-2 |
| Лимонит | - | | 2-3 |
| Опал | - | | 2-3 |

2.2.3. Распространение и происхождение магматических пород

Вопрос о причинах разнообразия и особенностях распределения магматических пород достаточно прояснился лишь в 60-х годах прошлого века. А среди самых ранних геологов назовем монаха Кирхера (начало XVII в.), который говорил о существовании в недрах планеты многочисленных и разрозненных магматических очагов, предопределявших разнообразие магмы. Напротив, из гипотезы Канта - Лапласа (начало XVIII в.) о «первоначально расплавленной Земле» выходило, что магма должна быть единообразной. К концу прошлого века стало ясно, что классов магматических пород даже больше, чем возможных исходных магм. Это обусловлено магматической дифференциацией: удалением летучих компонентов или выделением кристаллов, всплыванием легких (например, санидина) или опусканием тяжелых (например магнетит), а также разделением - ликвацией в расплавленном состоянии.

Кроме того, внедряясь в застывшие магматические или осадочные горные породы магма обменивается с ними веществом. Системы с одним объяснением не получалось. Ключом к дальнейшему рассуждению послужила неравномерность распределения магматических пород. Широкое распространение гранитов и базальтов привело Ф.Ю. Левинсон-Лессинга в 1910 г. к

предположению о существовании двух исходных магм, которые так и были названы - гранитная и базальтовая. Графически это соотношение продемонстрировали в 1922 г. два английских геолога - преподаватель и его студент - У.А. Ричардсон и Ж.Снисби. Оказалось, что наиболее распространены магматические породы с содержанием SiO_2 52,5% - основные, базальты и 73% - кислые, граниты (рис.2.1).

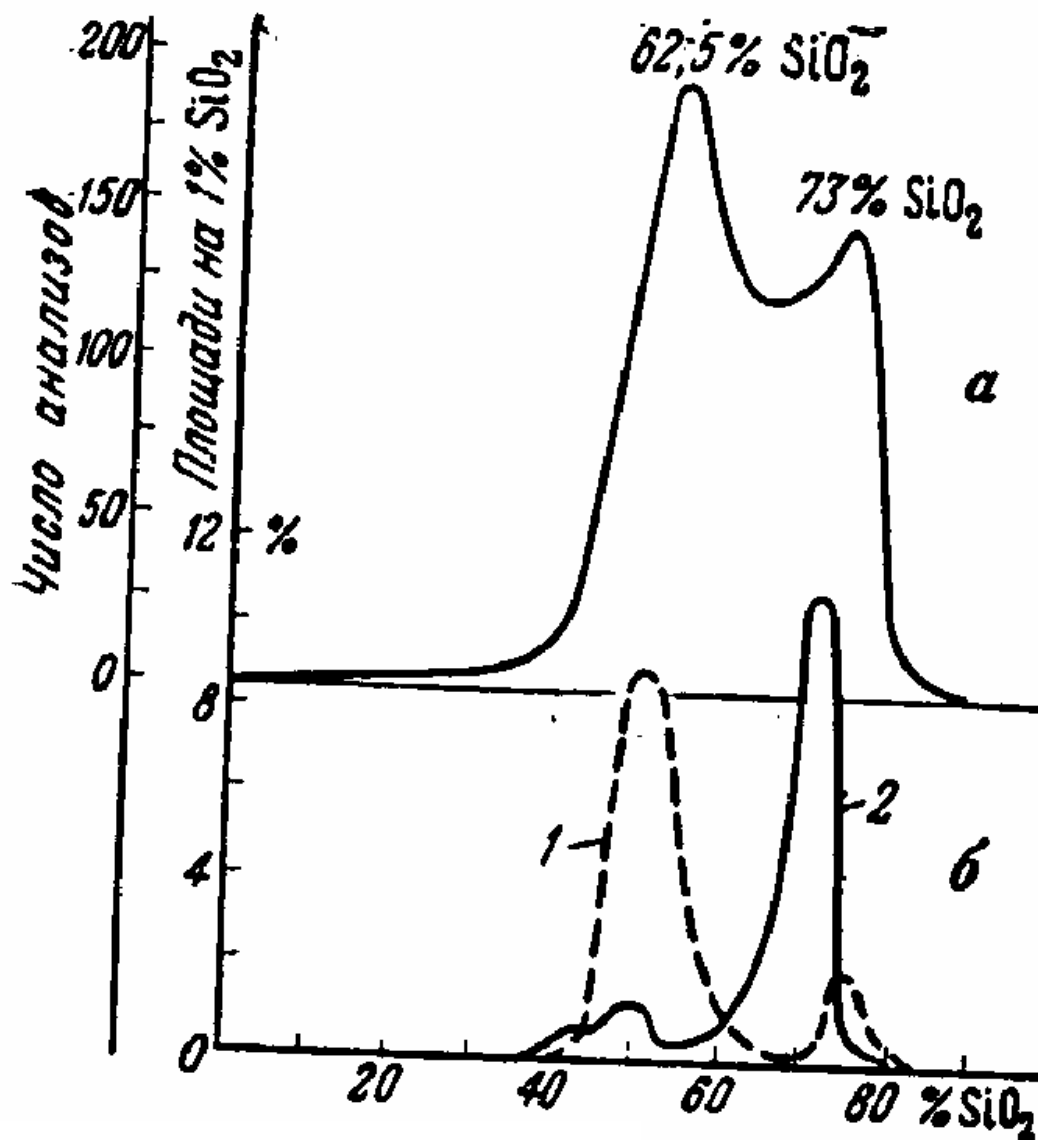


Рис. 2.1. Распространенность горных пород разного состава: а - по данным Ричардсона (Richardson, Sneesby, 1922); б - по данным П.Н.Кропоткина (1941); распространенность горных пород по отношению к общей площади, занятой соответственно эффузивными или интрузивными породами. 1 - эффузивные породы; 2 - интрузивные породы

Дальнейшее решение проблемы происхождения теперь уже по крайней мере двух исходных магм было основано на детальном полевых исследованиях, которые проверялись экспериментально при плавлении и кристаллизации силикатных расплавов. Расплавленное

жидкое вещество разных составов в недрах Земли образуется и существует на разных глубинах, хотя в целом земная кора твердая. Можно выделить ряд зон в земной коре, где сосуществует, наряду с твердым и вещество в жидкой фазе:

1) пресная вода, находящаяся выше уровня моря - в реках и озерах, наряду со льдом, и в приповерхностных слоях литосферы;

2) вода соленая, заполняющая отрицательные формы рельефа планеты - вода океанов;

3) глубинные рассолы и минеральные воды недр литосферы, пропитывающие горные породы до глубины 2-5 км и образующие единую систему с углеводородами.

4) силикатные растворы с растущей вглубь концентрацией до глубин 5-10 км;

5) гранитные магматические расплавы, существующие на глубинах 12-15 км при давлении 4 кбар, содержащие до 10% H_2O . Далее на глубинах 20-100 км следует область, бедная жидкими составляющими;

6) «Сухие магмы» основного состава. Распространены на глубинах 100 км при давлении 3 кбар, температуре 1300°. Вверху они андезитовые, внизу более основные, вплоть до оливиновых базальтов.

По-видимому, в основании слоя возможного существования базальтовой магмы находится астеносфера - планетарный прерывистый слой субрасплавленного вещества, по которому «проскальзывает» по мантии земная кора. Геофизические данные говорят о твердых свойствах вещества, находящегося еще ниже, под волноводом, областью базальтовой магмы, астеносферы.

Сравнение среднего химического состава осадочных пород и земной коры в целом показывает, что каких-либо кардинальных различий по главным компонентам не отмечается (табл. 11). Вместе с тем, некоторые важные отличия существуют. Из них прежде всего необходимо отметить повышенное содержание в осадочном комплексе кальция (в разы больше, чем в гранито-гнейсовой оболочке), резко повышенное содержание органического углерода, углекислоты, воды, а также летучих - серы, хлора, фтора (в 5-10 раз).

2.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические (превращенные) породы образуются из магматических, осадочных или других метаморфических пород в результате действия химических и физических (давление и температура) факторов. При метаморфизме породы преобразуются без переплавления в глубине земной коры. Различают следующие разновидности метаморфизма. **Региональный метаморфизм**, проявляется на огромных площадях, когда толщи пород погружаются в глубокие недра (превращение известняка в мрамор, глины - в глинистые сланцы, затем в кристаллические сланцы и гнейсы). Породы регионального метаморфизма составляют значительную часть разреза земной коры и поверхность многих ее территорий. Они образуются при погружении участков земной коры на глубины в десятки и сотни

километров, где породы перекристаллизовываются, в них образуется комплекс новых минералов.

Таблица 11.

Классификация главных магматических пород по составу, структуре и происхождению.

| Содержание SiO ₂ % | | | <52 | 52-65 | 62-75 | | 52-65 | 45-52 | <45 | |
|---------------------------------|---|--|----------------------------------|--|---|--|---|---|--|---------------------------------|
| Условия образования и структура | | | Минеральный состав породы | Нефелин, К - полево шпат, кислый плагиоклаз, щелочные пироксены и роговая обманка биотит | К - полево шпат, роговая обманка, кислый плагиоклаз щелочные пироксены биотит | Кварц, К - полево шпат, кислый плагиоклаз слюды, роговая обманка | Кварц, средний плагиоклаз, К-полево шпат, роговая обманка, биотит, пироксен | Средний плагиоклаз, роговая обманка пироксен, биотит, | Основной плагиоклаз, пироксен, оливин, биотит, роговая обманка | Оливин пироксен рудные минералы |
| | | | | | | | | | | |
| эффузивные | нео-типные | порфировые с микрокристаллической, или стекловатой основной массой | фонолит | трахит | липарит (риолит) | дацит | андезит | базальт | пикрит | |
| | палео-типные | | | ортоклазовый порфир | кварцевый порфир | дацитовый порфирит | порфирит | базальтовый порфирит | | |
| интрузивные | Гипабиссальные - полнокристаллические, порфировидные или средне- и мелкокристаллические | | порфировидный нефелиновый сиенит | порфировидный сиенит | порфировидный гранит | порфировидный гранодиорит | порфир о-видный | диабаз | порфировидные дунит, пироксенит, перидотит | |
| | Абиссальные - полнокристаллические, крупнокристаллические | | нефелиновый сиенит | сиенит | гранит | гранодиорит | диорит ¹⁾ | габбро ²⁾ | дунит ³⁾ пироксенит перидотит | |

¹⁾ При наличии более 5% кварца - кварцевый диорит.²⁾ Типичное габбро состоит из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена; лабрадорит - из основного плагиоклаза (лабрадора), норит - из основного плагиоклаза и ромбического пироксена, габбро-норит - из основного плагиоклаза и пироксенов (ромбических и моноклинных)

³⁾ Дунит состоит из оливина, пироксенит из пироксена, а перидотит из оливина и пироксена.

Граница между эпигенезом (об этом см. ниже) и региональным метаморфизмом условно проводится по массовому появлению новых минералов, в первую очередь слюд, роговых обманок и полевых шпатов. По тому, какие преобразования произошли в породе, выделяют фации метаморфизма, называемые по преобладающим новообразованным минералам.

Цеолитовая фация формируется при давлении 2-3 тысячи атмосфер и температуре 200-300°. Будучи переходной от эпигенеза, ее минералы неустойчивы и редко сохраняются.

Фация зеленых сланцев характерна для метаморфизма глинистых пород, которые формируются при температуре более 300 градусов и давлениях 2-4 тыс. атм.

Фация амфиболитов формируется при температурах свыше 700° и давлениях свыше 10 тыс. атм. В этих условиях начинает выплавляться из осадочных пород гранитная магма.

Фация гранулитов характерна для температур свыше 700° град. и давлении до 10 тыс. атм. Происходит частичное расплавление и перекристаллизация пород.

- Эклогитовая фация формируется на глубинах около 40 км при температурах, превышающих 700 градусов и давлениях более 10 тыс. атм.

- **Динамометаморфизм** происходит под действием одностороннего давления без значительного повышения температуры. В результате часто породы раздробляются вплоть до истирания в пыль, преобразуются в глины. Обычно они связаны с разломами и для нефтяников важны тем, что к ним приурочены узкие зоны трещинных коллекторов, обладающих высокой проницаемостью. Поэтому с зонами разломов связаны не только высокие дебиты, но и выбросы, фонтаны, случающиеся при бурении.

- **Контактовый метаморфизм** возникает при температурном воздействии на горные породы внедряющихся горячих интрузий. В результате часто получаются горные породы, похожие на кость, или рог. Их так и называют - роговики. Простейший пример – контактового метаморфизма – обжиг осадочной породы на контакте с расплавленной магмой. Однако здесь происходят и значительные химические реакции, приводящие к образованию новых минералов и горных пород. Классическим примером пород контактового метаморфизма являются скарны, образующиеся при внедрении магмы в карбонаты. Здесь образуются новые минералы и месторождения полезных ископаемых.

- **Автометаморфизм** происходит в тех случаях, когда в очаге застывающей магмы остаются раскаленные флюиды, которые перерабатывают затвердевшую часть интрузии, внедряясь в нее. С некоторой долей условности сюда можно отнести гидротермальный метаморфизм, когда горячие воды, насыщенные активными анионами, вымывают из вмещающих пород катионы металлов, а потом осаждают их, образуя рудные месторождения. Область этого метаморфизма также достаточно ограничена.

- **Регрессивный метаморфизм** возникает, когда горные породы, образовавшиеся при высоких температурах и давлениях, попадают в условия умеренных и малых давлений и температур (например, ультраосновные породы превращаются в метаморфическую породу серпентинит, которая затем может превратиться в асбест). Конечной стадией регрессивного метаморфизма является выветривание на поверхности Земли, или гипергенез. Здесь породы раздробляются, окисляются, превращаются в глины и почвы – особые биогеологические тела. Поверхности древнего (палео-) рельефа и слагающие их минералы и горные породы представляют особый интерес для нефтяников.

Естественно, что в метаморфических породах не сохраняются органические соединения. На начальных стадиях метаморфизма углеводороды,

будучи разогретыми, возгоняются в низкотемпературные зоны и мигрируют, а углистое вещество переходит в графит. Важно подчеркнуть, что несмотря на высокие температуры, в метаморфических породах крайне затруднена миграция веществ, и в результате процессов регионального метаморфизма химический, элементный состав пород, попавших в эту зону, например, песчаников, глинистых сланцев и так далее, сохраняется при перекристаллизации и полной трансформации при образовании метаморфических пород, т.е. процесс регионального метаморфизма изохимичен.

Как можно понять из сказанного, в зоне метаморфизма породы могут расплавиться, но, как правило, происходит, не полное, а частичное плавление, точнее, выплавление вещества, которое в отдельных случаях может концентрироваться, образуя очаг магмы. Именно по этой схеме и выплавляется из пород осадочных гранитная магма.

Импактный (ударный) метаморфизм возникает в породах, подвергшихся кратковременному ударному воздействию, которые называются **коптогенными**. Эти породы возникают в месте соударения космических тел (по отношению к Земле - в месте падения метеоров и астероидов). При этом выделяющееся в первый момент тепло испаряет вещество и метеора и мишени-Земли, которое в виде силикатного «пара» поднимается в атмосферу, где конденсируется и падает на Землю стеклянным дождем силикатных капелек - тектитов. Высокое давление разрушает и трансформирует минералы Земли – мишени. Они растрескиваются, приобретают несвойственную им спайность (кварц), иногда перекристаллизуются в более плотные кристаллические структуры. Таким образом, в ударных кратерах из углистых сланцев образуются алмазы, из обычного кварца - его высокобарические модификации - коэсит и стишовит. В других кристаллах в результате резкой смены давлений полностью разрушается кристаллическая решетка, их структура становится беспорядочной, подобной аморфной структуре стекла.

Систематическое изучение метеоритных кратеров и образующихся в них минералов связано с изучением поверхности Луны, которая практически вся переработана ударами метеоритов. На Земле импактные породы быстро разрушаются осадочным процессом и относительно редки.

С метеоритными кратерами связаны полезные ископаемые. Так, в кратере Попигай нашли алмазы, в Сотсберри - метеоритный никель, Большка (на Украине) – горючие сланцы. Локальные изолированные зоны трещиноватости, окружающие ударный кратер, могут стать ловушкой для нефти и газа. Скрытый под более молодыми осадками Калужский метеоритный кратер используется как газохранилище - в его пористые породы закачивают газ.

ГЛАВА 3

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

3.1. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Сравнение среднего химического состава осадочных пород и гранито-гнейсовой оболочки земной коры в целом показывает, что каких-либо кардинальных различий по главным компонентам не отмечается (табл. 12). Вместе с тем, некоторые важные отличия существуют. Это, прежде всего, повышенное содержание в осадочном комплексе кальция по сравнению с гранито-гнейсовой оболочкой, резко повышенное содержание органического углерода, уголекислоты, воды, а также летучих - серы, хлора, фтора (в 5-10раз).

Таблица 12.

Средний минеральный состав магматических
(Заварицкий, 1956) и осадочных (Кузнецов, 1998) пород

| Минералы | Магматические породы, % | Осадочные породы, %. |
|---|----------------------------|-------------------------|
| Кварц | 10-12 | 20-22 |
| Плагиоклазы | 47 | 8-10 |
| Ортоклаз | 16-18 | |
| Амфиболы, пироксены, биотит | 19-20 | |
| Магнетит, апатит | 5 | |
| Глинистые минералы (гидролюда, монтмориллонит, каолинит, и др.) | 40-45 | |
| Кальцит, доломит | | 20-25 |
| Гипс, ангидрит, галит | | 1-2 |
| Лимонит | | 2-3 |
| Опал | | 2-3 |

Если химический состав пород осадочных и магматических близок, то отличия их минерального состава кардинально различны и общее у них лишь то, что и те и другие сложены, в основном, твердым кристаллическим веществом - в просторечии - и те, и другие - камни. Кроме того, и в тех и в других породах есть кварц - наиболее устойчивый в стратиффере порообразующий минерал, в осадочных породах присутствуют и полевые шпаты, и мусковит. Все остальные магматические минералы на поверхности Земли неустойчивы и разрушаются. Самые распространенные в магматических породах - полевые шпаты (до 65%) становятся источником самых распространенных в стратиффере глинистых минералов (40-45%). Отсутствуют в магматических породах карбонаты - хемогенные и, в основном, биогенные минералы - по сути дела умершие и окаменевшие живые существа.

3.2. ОБЩЕЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ОБ ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ.

Осадочные горные породы - это геологические тела, закономерные ассоциации (парагенезы) минералов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях поверхностной части земной коры. Общий объем осадочных (А.Б.Ронов, 1993) отложений неогена (верхний докембрий – фанерозой) достигает $1130 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Это составляет всего 11 % объема земной коры и 0,1 % общего объема всей Земли, или 9 % массы коры и лишь 0,5% массы Земли. Несмотря на столь небольшое, казалось бы, относительное количество, они покрывают почти 80% суши ($119 \text{ млн. из } 149 \text{ млн. км}^2$), и примерно столько же - 76 % площади дна современного Мирового Океана. Вместе с тем, распределение мощностей и массы осадочных пород весьма неравномерны. Максимальные мощности, видимо, превышают 20-30 км в горноскладчатых областях, некоторых впадинах платформ и в прогибах окраин континентов. Практически отсутствует осадочный чехол на щитах платформ и на срединно-океанических хребтах. Средняя мощность осадочного чехла определяется в 2,2 км. Общий объем осадочной оболочки континентов составляет $765 \times 10^6 \text{ км}^3$, и океанов $115 \times 10^6 \text{ км}^3$.

Среди осадочных пород наиболее распространены глинистые - 51,2% - примерно столько же, сколько составляют в магматических породах полевые шпаты, являющиеся главным исходным материалом для глинистых минералов. Вдвое меньше обломочных пород, в основном песчаников и алевролитов; немного меньше карбонатных пород – 20,4%, кремнистых пород – 2,3% и лишь 1,2% сульфатов и галоидов.

Практически вся жизнедеятельность человечества связана с осадочными породами, которые покрывают земную поверхность, на которой мы живем. Невозможно переоценить и экономическое значение полезных ископаемых осадочного происхождения: их стоимость составляет 75-80% стоимости всех добываемых полезных ископаемых. В осадочных породах содержатся практически все мировые запасы горючих ископаемых: нефти, газа, угля, горючих сланцев и торфа, все алюминиевые и марганцевые руды и калийные соли, 80-90% железных, магниевых, титановых, кобальтовых и урановых руд, фосфориты и сера, 50-80% медных, никелевых и оловянных руд и львиная доля полезных ископаемых, самых больших по массе и валовой цене - стройматериалов.

Осадочные породы образуются в результате разрушения любых других пород, перемещении их частиц в виде механических взвесей различной крупности, или в виде раствора, и отложении, или осаждении из раствора (**седиментации**) (табл.13).

Таблица 13

Принципиальная схема подразделения осадочных пород по их составу

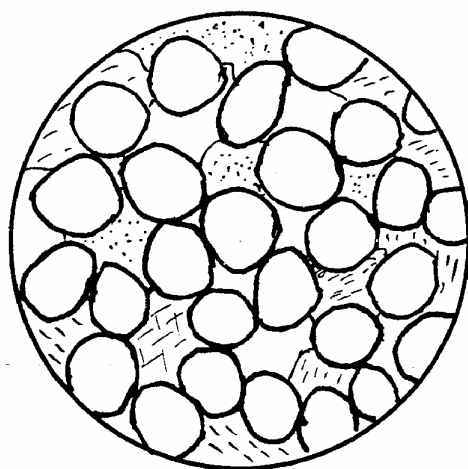
| Тип пород | Примеры пород |
|------------------------|-------------------------------|
| 1. Кварцевые и кварц - | Вулканогенно-осадочные породы |

| | | |
|--|--|--|
| силикатные | Песчаники | Кварцевые Олигомиктовые Полимиктовые |
| | Глины | Каолиновые Гидроослюдистые Монтмориллонитовые Полиминеральные |
| 2. Гидроокисные Опаловые Лимонитовые Аплитовые | Трепела, опоки, диатомиты Бурые железняки Бокситы | |
| 3. Карбонатные Кальцитовые Доломитовые Сидеритовые | Известняки Доломиты Сидериты Гипсы Ангидриты | |
| 4. Сульфатные Гипсовые Ангидритовые | | |
| 5. Галоидные Галиты Галит-сильвинитовые Галит-карналлитовые | Каменная соль Сильвинит Карналлитовая порода | |
| 6. Фосфатные | Фосфориты | |
| 7. Каустобиолиты | Каменный уголь Антракосолиты Нефть | |

Обычно, чем крупнее частицы, тем ближе к области разрушения они откладываются. Впрочем, тут имеются многочисленные исключения, и каждый раз необходимо рассматривать конкретную ситуацию – агенты и условия транспортировки и т. д. В процессе транспортировки частицы измельчаются, окатываются, сортируются. Воссоздание палеогеографических условий формирования осадочных горных пород имеет огромное значение при поисках и разведке литологических залежей. Затем происходит уплотнение, отжим воды, цементация, и осадок превращается в горную породу. Например, песок превращается в песчаник, ил – в глину. Этот, во многом загадочный процесс, называется **диагенезом** - превращением. Раздел петрографии, изучающий осадочные горные породы, называется **литологией** (литос - камень).

Осадочные породы образуются на земной поверхности всюду. Самой древней из известных горных пород на Земле являются серые гнейсы, имеющие возраст более 4 млрд. лет, которые являются продуктом преобразования осадочных пород, т.е. осадочный процесс происходил в самое отдаленное время, о котором наука располагает конкретными сведениями. Остальное- гипотезы.

Важнейшей характеристикой обломочных горных пород является цемент, которым скреплены эти частицы (рис.3.1).

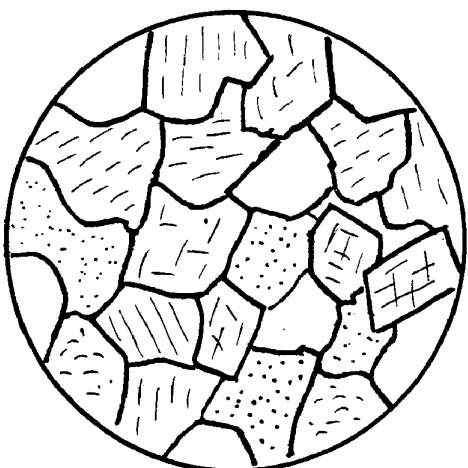


Обломочная

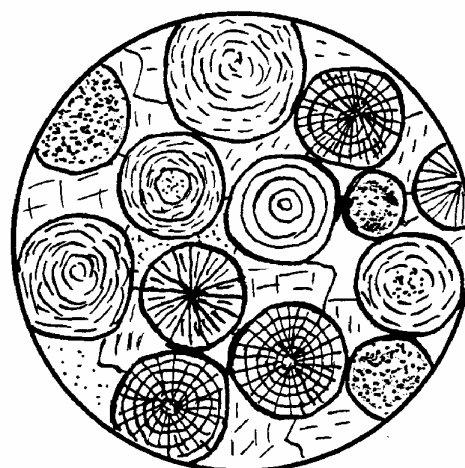


Обломочная

Органогенная



Кристаллическая



Кристаллическая

Сферово-суглинистая

Рис. 3.1. Основные структуры осадочных горных пород

Цемент характеризуют:

- составом (карбонатный, глинистый, силикатный и т.д.)
- степенью и характером заполнения пор (поровый, базальный и др).

Именно от состава и типа цемента во многом зависит проницаемость, а также - прочность, крепость осадочных горных пород, их сопротивляемость выветриванию и бурению.

Обломочная часть терригенных горных пород может состоять из очень твердых минералов, например кварца, а скрепляющий его цемент быть непрочным (например, глинистым). В результате порода в целом будет достаточно рыхлая, хорошо буримая, однако с сильным абразивным воздействием на буровой инструмент.

Обломочные – важнейшие породы, в которых находятся основные месторождения нефти и газа.

Глины – это породы, которые на 50 и более процентов состоят из тонкодисперсного (менее 0,01 мм) материала и особых групп глинистых минералов – в основном, каолина, монтмориллонита и гидрослюд. Важная особенность глин - их способность размокать в воде и делаться пластичными, что связано с размером частиц и со строением кристаллической решетки глинистых минералов. Они либо включают воду в кристаллическую решетку, либо притягивают молекулы воды к своей поверхности и «разбухают». Форма их минералов чешуйчатая, что делает глинистые агрегаты **анизотропным**, имеющими различные свойства вдоль и поперек слоистости.

Глины имеют огромное значение для нефтегазовой геологии как нефтематеринские породы, как породы-флюидоупоры и как материал для приготовления бурового раствора.

Хемогенные породы образуются в результате выпадения солей в осадок. К ним относятся **хемогенные известняки, доломиты, каменная соль, гипс** и ряд других. Каменную соль, гипс и другие породы, которые выпадают с осадок при испарении водоемов, называют также **эвапоритами**. В настоящее время условия образования эвапоритов возникают, например, в Аральском море, в заливе Кара-Богаз-Гол. Каменная соль состоит из минерала **галита**, поэтому толщи каменной слои иногда называют галитовыми.

Органогенные породы образуются в результате деятельности растений и животных. Например, – известняки – ракушечник, коралловый, писчий мел, угли, горючие сланцы. В группе органогенных пород выделяется отдельное семейство – **каустобиолиты**, к которым относятся и нефть с газом. Подробнее о них будет рассказано ниже. Обычно, наряду с минеральной составляющей, в органогенных породах встречаются многочисленные остатки животных организмов и растений, **называемые окаменелостями**. Часто органогенные породы (например, коралловый риф) разрушаются под воздействием волн, и их обломки откладываются тут же рядом, образуя терригенную известковую породу. Такая порода называется **детритусовым известняком**.

К породам **смешанного** состава относятся, например, **суглинки, супеси, опоки, мергели** – сильно известковистые глины, песчаные и глинистые известняки и т.д.

Сущность осадочного процесса состоит в разрушении пород на возвышенностях, на суше, сносу продуктов их разрушения во впадины, их отложению и уплотнению.

Главным действующим фактором осадочного процесса является вода. Существование на Земле H_2O в жидкой, твердой и газообразной фазах и постоянный обмен между ними приводят к тому, что H_2O образует единое динамическое целое – гидросферу, а испаряясь, пронизывает атмосферу. H_2O , переходя из одной фазы в другую, является главным фактором

перераспределения и энергии и вещества. Где берется энергия, обеспечивающая процесс? Практически все процессы на Земле обеспечены солнечной энергией, которой противостоит косная энергия притяжения: если бы не было солнечной энергии, то все движение на Земле прекратилось бы, а если бы не было притяжения, все вещество Земли, получив энергетический импульс, разлетелась бы в космосе. Чтобы шел осадочный процесс, расходуется солнечная энергия. Она идет на разрушение и перенос материала и на образование новых веществ, практически содержащих в себе окаменевшую или сжиженную солнечную энергию – таковы уголь и нефть. Важнейшая тенденция осадочного процесса - разделение, дифференциация вещества и образование гигантских объемов химических веществ, чистых и однородных - например, кварцевого песка, извести, каменной соли и того же каменного угля, состоящего почти целиком из углерода.

3.3. ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

3.3.1. Выветривание

Выветривание названо так по главному фактору, в чьем царстве (атмосфере) оно происходит - ветре. Атмосфера большинства планет почти целиком состоит из углекислоты CO_2 . На Земле же атмосфера уникальна: здесь почти нет CO_2 , но в избытке сильнейший окислитель - кислород, который выделяется зелеными растениями в процессе фотосинтеза. В то же время выветривание целиком находится в биосфере - царстве жизни, которая и определяет специфику выветривания. Главным же физическим работником на поверхности Земли является вода. Следовательно, по тому, избыток или недостаток воды в регионе и формируется сам тип выветривания: гумидный, аридный и ледовый.

В гумидном климате объем атмосферных осадков больше, чем объем испаряемой воды. Из районов с гумидным климатом текут реки, уносящие избыток неиспарившейся воды. Таковы наши средние широты, таков пояс гумидного тропического климата. Поскольку большинство химических процессов на поверхности Земли связано с растворением, то в области гумидного климата особенно сильно химическое выветривание.

В аридном климате тепла достаточно, чтобы испарить воду, которая поступает в этот район с атмосферными осадками. Таковы степь и пустыни, отсюда не текут реки; более того, грунтовые воды испаряются поднимаясь на поверхность, оставляя на ней принесенные ими соли. Происходит засоление почв. Граница между гумидным и аридным климатами проходит у нас в лесостепи, в районе Курска, где отлагается чернозем.

В ледовом климате формально рассуждая жидкой воды нет. Здесь происходит сильное механическое разрушение пород, и очень слабо химическое.

Начальный этап образования осадков – разрушение обнажающихся на поверхности горных пород любого происхождения: магматических,

осадочных и метаморфических. Сначала происходит механическое растрескивание и дробление, вслед за которым идет химическая трансформация. Вода - активнейший растворитель многих веществ; это определяется тем, что молекула H_2O диссоциирует H^+ и OH^- . Если концентрация их равна по 10^{-7} г-ион/л, то реакция воды нейтральная, если ионы H^+ преобладают, вода становится кислой, а если преобладает OH^- , то вода щелочная. В зависимости от кислотных или щелочных свойств воды по-разному ведут себя разные минералы. Так, кальцит в кислой воде растворим, а в щелочной устойчив. Напротив, кварц растворим в щелочной среде. Трехвалентное железо растворимо лишь в сильно кислой воде, и обычно выпадает в осадок в виде лимонита. На поверхности Земли неустойчивы образующиеся в глубинных зонах земной коры плагиоклазы среднего и, особенно, основного состава, оливин, пироксены, амфиболы, а также осадочные хемогенные минералы - галоиды, сульфаты, карбонаты. Более устойчивы минералы гранита - калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит и, особенно, кварц. Не всегда осознается гигантская роль в разрушении минералов живых организмов. Однако все химическое выветривание хотя бы косвенно биогенное, даже переход полевых шпатов в глины осуществляется бактериями.

Энергетически выветривание обеспечивается солнечным теплом и гравитацией, которые расходуются на испарение воды в океане, ее перенос в атмосфере, дожди и механическую работу текущей воды. Важнейший процесс выветривания - переход полевых шпатов в глины - эндотермическая реакция, идущая с поглощением тепла. Таким образом, образовавшийся глинистый минерал каолин фиксирует в себе энергию как каменный уголь - тепло. Растения, осуществляя фотосинтез, поглощают для этого солнечное тепло, а мы получаем эти калории обратно греясь около костра или съедая хлеб. С этой точки зрения биосфера, где и находится зона выветривания - гигантская система накопления и фиксации солнечного тепла. При выветривании происходит разделение - дифференциация вещества на составляющие. Из зоны выветривания в атмосферу выносятся S, в растворах уходят K, Na и Ca, выносятся в растворах и коллоидах Al и Fe, устойчивее всех SiO_2 , которая в форме кварца разрушается механически и в обломках переносится текучими водами.

Таким образом, выветривание проходит следующие стадии:

- 1) механическое разрушение горных пород;
- 2) химическое разрушение горных пород и образование веществ с разной подвижностью, вплоть до истинных растворов;
- 3) образование новых минералов с неплотной упаковкой; глобальное значение имеет образование глин и полевых шпатов;
- 4) в зоне выветривания заметная дифференциация вещества приводит к образованию разнообразных осадочных пород и полезных ископаемых.

3.3.2. Перенос

Перенос по поверхности Земли вещества, ставшего подвижным в результате выветривания, - этап, когда формируется заложившаяся при выветривании дифференциация вещества, происходит во всех трех фазах - твердой, жидкой и газообразной. Однако объем переносимого в разном состоянии вещества различен. Главным агентом переноса является жидкая вода, роль переноса ветром ничтожна. Вода, поглощая солнечное тепло, испаряется, переносится в газовой фазе в атмосфере и выпадает в жидкой или твердой фазе на суше, дает начало рекам и смывает с континентов в год около $20 \cdot 10^6$ т вещества. Реки переносят вещество в твердом, коллоидном и растворенном состоянии. Естественно, что масса и характер обломков, переносимых текучей водой, зависит от энергии потока.

Если размер переносимых обломков зависит от скорости потока, то объем переносимой материи зависит от энергии рек, которая определяется не только скоростью, но и объемом воды.

Во взвеси переносятся глинистые частицы, алевроит и, в быстрых потоках, мелкий песок.

Волочением по дну переносится песок, а в быстрых потоках – гравий и даже галька.

Валуны (более 10 см диаметром) переносятся горными реками, временными потоками или селями. Они же составляют основную массу материала, переносимого ледником.

3.3.3 Седиментация

Механическая и химическая дифференциация

Седиментация это осаждение вещества, его переход из подвижного состояния в статичное. В этот момент оно, становясь неподвижным, теряет свою кинетическую энергию и в буквальном смысле слова опускается в «энтропийную яму». Практически почти все древние сохранившиеся породы, кроме кор выветривания, образовались ниже уровня воды. В зависимости от того, в какой форме это вещество переносилось и какими агентами оно осаждается, образуются обломочные, глинистые, хемогенные или биогенные породы. Осаждение унаследованно от предыдущих этапов фиксирует дифференциацию вещества – фундаментальнейшую особенность геологических процессов планеты Земля. Л.В. Пустовалов, выделил механическую и химическую дифференциацию.

Механическая дифференциация – это разделение обломочного материала по массе и тяжести благодаря разной скорости переноса их различными потоками и разной скорости его оседания в бассейне. В результате происходит четкое зональное распределение обломочного материала по дну бассейна.

Сначала в предгорьях или в устье горных рек остается грубообломочный материал - валуны и гальки, в прибрежной зоне - гравий, подальше от берега - песок, распространяющийся на большие площади. Еще дальше простирается область осаждения мелкого алеврита, нередко осаждающегося вместе с глиной. Одновременно разделяются минералы в соответствии с их плотностью: самые тяжелые, платина и золото (плотность 10-20 г/см³) остаются в конгломератах и гравелитах, магнетит в гравелитах и песчаниках, а легкий янтарь оказывается в глинах (рис. 3.2).

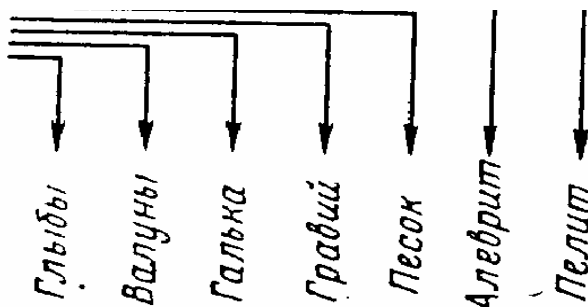


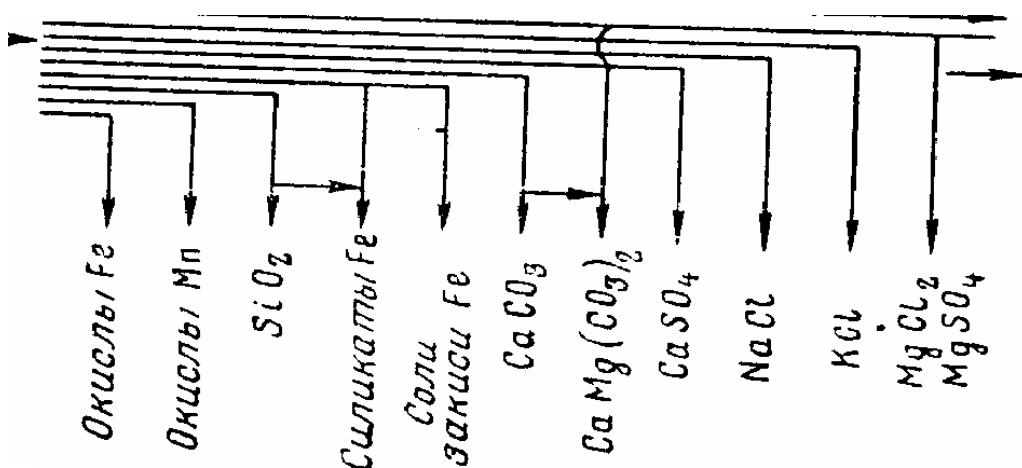
Рис. 3.2. Схема механической осадочной дифференциации вещества (по Л.В. Пустовалову, 1940)

Химическая дифференциация - это разделение вещества, приносимого в бассейн в растворах или коллоидах, в зависимости от смены окислительной среды на восстановительную и смены солёности бассейна. Разрушение и осаждение последних происходит в основном при поступлении в солёную

морскую воду, являющуюся электролитом.

В открытых морях и в изолированных бассейнах, расположенных в гумидном климате, т. е. при избытке влаги, реализуется лишь часть ряда, описывающая снижение окислительности среды, когда через образование коллоидов осаждаются минералы Fe и Mn, меняющие валентность, и далее – SiO_2 (в холодных бассейнах в виде опала) и CaCO_3 (только в теплых бассейнах).

В аридном климате в изолированных бассейнах, соленость которых возрастает во времени по мере усыхания, реализуется ряд изменений солевого состава хемогенных осадков: от известняка, отлагающегося в бассейне с нормальной соленостью, до сульфатов и хлоридов. Таким образом, в отличие от дифференциации механической, которая реализуется в бассейне осадконакопления единовременно, схема химической дифференциации в целом реализуется не только в пространстве - в разных участках бассейна, но и во времени, по мере изменения окислительно-восстановительной обстановки, кислотно-щелочного потенциала и солености воды (рис.3.3).



31. Схема химической осадочной дифференциации
По Л.

Рис. 3.3. Схема химической осадочной дифференциации (1940)

3.3.4. Диагенез. Геохимические фации

Диагенез - стадия становления твердой горной породы из веществ, которые принесены и осели на дно бассейна, ее превращение в камни. Первоначальная пористость такого вещества, т.е. заполнение водой, составляет в песках до 40%, а в легковзмучиваемых илах - более 80%. В придонном осадке собираются разнородные компоненты, образующие крайне химически неустойчивые и динамически неравновесные смеси. Их компоненты поэтому начинают реагировать друг с другом что является типичной особенностью диагенеза. В осадках собираются измельченные обломки устойчивого кварца, переходящих в глину полевых шпатов,

мелкодисперсные глинистые частицы и органические остатки, создающие восстановительную обстановку, которая уже на глубине нескольких сантиметров сменяет окислительную обстановку поверхности. Вся эта химически неравновесная смесь – царство живых организмов: илоедов, моллюсков и, главное, бактерий, количество которых достигает миллионов на грамм осадка. Бактерии перерабатывают органические вещества и поэтому диагенез – это мир избытка CO_2 , CO , H_2S , которые выделяются из погибших и разлагаемых бактериями организмов. Практически почти все диагенические процессы, включая переход полевых шпатов в каолин – это биогенные, бактериальные процессы. В отличие от кислотно – щелочного потенциала, который формирует обстановку в бассейне осадконакопления, в малоподвижном осадке решающим оказывается окислительно-восстановительный потенциал E_h . Он определяет, с одной стороны, количество растворенного окислителя кислорода, а с другой – восстанавливающего органического вещества. Их соотношения образуют прерывистый ряд, каждому из звеньев которого соответствует ассоциация процессов, приводящих к парагенезам разных закономерных групп минералов.

По-видимому, в стадии диагенеза происходит переработка и разложение осадка бактериями и илоедами, растворение и вынос неустойчивых частей, восстановление или, напротив, окисление принесенных минералов. Образование устойчивых минеральных новообразований, их кристаллизация и перекристаллизация, уплотнение осадка и, как внешнее проявление, превращение рыхлого осадка в плотный крепкий камень. Именно во время диагенеза предопределяется дальнейшая судьба органического вещества: или его окисление в уголекислоту или сохранение и в дальнейшем переход в углеводороды.

Л.В. Пустовалов ввел понятие «геохимические фации», положив в основу описания формирующихся парагенезов минералов величину E_h . Позже была предложена схема, учитывающая соотношение E_h и pH . Подход Л.В. Пустовалова удобен для нефтегазовой геологии. Упрощенно можно выделить три группы геохимических фаций: окислительные, нейтральные и восстановительные.

Окислительная обстановка. Зеленые растения выделяют кислород, создавая окислительную обстановку на поверхности Земли, где и преобладают окислительные фации. Это та обстановка, где мы живем – суша и мелководные бассейны. Осадок содержит свободный кислород, и органическое вещество «выгорает», переходя в уголекислый газ, поэтому в нем не сохраняются продукты, исходные для углеводородов. Железо здесь окисленное до трехвалентного, ржавое, красное или бурое, что и определяет окраску пород, сформировавшихся в окислительной фации.

Нейтральная геохимическая фация связана со слабовосстановительной, но здесь гидроокислы железа не осаждаются, поэтому породы нередко белые. Пример – пористые известняки – ракушники из Мангышлака, которыми облицованы некоторые коридоры и белый мрамор

пола нашего института.

Слабовосстановительная глауконитовая фация, для которой характерны зеленые минералы, который дало ей двухвалентное железо в составе силиката глауконита. Органическое вещество здесь «выгорает» полностью.

Восстановительная обстановка формируется в осадке в более глубоком бассейне, куда не проникает растворенный в воде кислород, или где, как например, в торфяном болоте, углерод в составе органического вещества сохраняется. Такие породы, погрузившись позже на глубину 2-3 км, преобразуются, а органическое вещество переходит в уголь, нефть и газ. Это - нефтематеринские (нефтепродуцирующие) породы. Умирая, живое вещество оказывается сильным восстановителем. Каменный уголь необходим при выплавке железа не только как источник тепла, но и как сильнейший восстановитель.

В природе в восстановительной же обстановке, которая обычно обусловлена избытком органического углерода, ионы железа восстанавливаются до двухвалентного, закисного, которое в малых количествах дает породе зеленый цвет, а если углерода много, то осадок – черный.

Сидеритовая фация названа по характерному для нее карбонату двухвалентного железа FeCO_3 . В этих условиях часть органики «выгорает», а образовавшееся CO_2 соединяется с железом. Породы сидеритовой фации серые. Сохранившееся в сидеритовой фации органическое вещество дает материал для углеводородов. На основании присутствия сидерита была предсказана нефтеносность девонских осадков Поволжья.

Сероводородная фация сильно восстановительная, в ней формируются черные породы. Поскольку в живом веществе много серы, то она соединяется с двухвалентным железом, образуется пирит, формируются нефтематеринские или нефтепродуцирующие формации. Такие осадки формируются сейчас в Черном море, таковы и черные юрские глины, обнажающиеся под Москвой в Коломенском и Кунцево.

3.3.5. Эпигенез (катагенез)

Понятие эпигенеза, как стадии бытия породы, разработал Л.В. Пустовалов. Позже оно было детализировано и в ряде работ заменено на термин *катагенез*. В результате предшествующей стадии диагенеза разнородные компоненты осадка прореагировали друг с другом и пришли в химическое равновесие. По мере погружения под тяжестью накапливающихся на них осадков породы вступают в область более высоких температур и давлений, что приводит к медленному смещению геохимического равновесия и продолжению преобразования породы. Главный фактор эпигенеза –это, несомненно, время, в течение которого происходит воздействие температуры и давления. Эпигенез длится для разных регионов и разных пород десятки и сотни миллионов лет - до миллиарда. Понятно, что для самого слабого процесса результаты, помноженные на миллиард, могут быть велики. По определению, на стадии эпигенеза происходит перераспределение

существующих минералов. Окончание эпигенеза, и начало новой стадии метаморфизма характеризует начало массового образования новых минералов. Такому условию отвечает изотерма 200°, которая проходит в разных районах на глубинах более 10 км, где горное давление достигает 500 МПа. Осадочные породы пробурены на глубину 9000 м (скв. Берт Роджерс, США). Детальное изучение эпигенеза по разрезу Аралсорской сверхглубокой скважины провел Б.К. Прошляков. Сверхглубокая скважина на Кольском полуострове глубиной более 12000 м, пробурена в магматических и метаморфических породах.

В эпигенетических процессах можно наметить главные тенденции:

1. Уплотнение пород вследствие снижения пористости, как в результате механического сдавливания, так и перераспределения минерального вещества обломков и цемента. Например, растворение кварца на контактах зерен и его осаждение - регенерация приводят к образованию кварцитоподобных структур, когда зерна кварца теряют свою обломочную форму и срастаются по сложным извилистым контактам.

2. Отжатие флюида - воды, нефти или газа из пористых, пластичных, но непроницаемых глин в песчаники. Это приводит к образованию залежей углеводородов.

3. Минеральные новообразования сводятся к выделению в относительно незначительных объемах уже существующих минералов - кварца, полевых шпатов и карбонатов - кальцита и доломита. На стадии эпигенеза глинистые разбухающие минералы группы монтмориллонита переходят в гидрослюды, в содержащих их породах формируется слабая проницаемость.

Для нефтяников принципиально важно то, что на стадии эпигенеза на глубинах 2 – 4 км происходит трансформация органического вещества в углеводороды. Здесь проявляются главные фазы нефтеобразования и газообразования, на стадии эпигенеза происходит образование углеводородов и их отжатие в поровое пространство. С другой стороны, на этих же глубинах происходит растворение кальцитового цемента, и пористость песчаников возрастает. Все это приводит к образованию залежей углеводородов.

3.4. КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные горные породы классифицируются по способу образования и преимущественному составу.

Осадочные горные породы по способу образования подразделяют на *обломочные*, они же *терригенные* (терра - земля), *хемогенные*, *органогенные (биогенные)* и *смешанные*. Иногда дополнительно выделяют еще *глинистые* породы, иногда их объединяют вместе с терригенными.

3.4.1. Обломочные (терригенные) породы

Обломочные породы образуются из осколков разрушающихся материнских пород. Поскольку разрушение идет преимущественно на

суше, обломочные породы называют еще терригенными. Они составляют около 20% осадочных пород. Обломки составляют в терригенных породах не менее половины; кроме них присутствуют хемогенный и биогенный цемент и поры. Таким образом особенности обломочной породы - ее сложность. Обломки генетически связаны с источником сноса, их материал первично сформировался в высокотемпературных зонах магматизма и метаморфизма. Цемент обломочных пород - продукт зон седиментеза и диагенеза. Термодинамическое равновесие обломочной породы достигается в течение миллионов лет.

Обломочные породы очень разнообразны. Их классифицируют по различным признакам - основаниям классификаций: **размеру обломков, сцементированности, окатанности** и сортированности обломков (табл. 14).

По **сортированности** (одинаковости размеров обломков) терригенные породы делят на хорошо, средне и плохо сортированные. По составу – на **мономинеральные (мономиктовые, олигомиктовые)** – состоящие из одного минерала, например, кварцевые, полевошпатовые) и **полиминеральные (полимиктовые)** - то есть смешанные. Мономиктовыми породами являются **граувакки** (состоящие из частичек вулканического пепла или других вулканических пород) и **аркозы**, состоящие из кварц-полевошпатовых обломков, образующихся при разрушении гранитов.

3.4.2. Размеры обломков

В основу классификации размера обломков терригенных пород положена величина их по десятичной классификации - каждый последующий класс в 10 раз меньше предыдущего. Принято выделять грубообломочные породы, состоящие из глыб, валунов, гальки и гравия, песчаники, алевролиты и пелиты. Пелиты по структуре образуют плавные переходы к глинистой породе.

Таблица 14

Классификация терригенных пород

| Размер обломков | Неокатанные (угловатые) | | Окатанные | |
|-----------------|-----------------------------|------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| | несцементированные (рыхлые) | Сцементированные | несцементированные (рыхлые) | сцементированные |
| >10 см | глыбы | глыбовая брекчия | валуны | валунный конгломерат (валунник) |
| 10-1 см | щебень | брекчия | галька | конгломерат |
| 1 см – 1 мм | дресва | дресвянник | гравий | гравелит |
| 0,1 – 1 мм | песок | песчаник | песок | песчаник |
| 0,01 – 0,1 мм | алеврит | алевролит | алеврит | алевролит |

| | | | | |
|-------------|-------|----------|-------|----------|
| < 0,01мм | глина | аргиллит | глина | аргиллит |
|-------------|-------|----------|-------|----------|

4.3.1. Состав обломков

Минеральный и петрографический состав обломков зависит от многих причин, в том числе и от структуры - размера фракций. В грубообломочных породах валуны, гальки и гравий сложены в основном не минералами, а их агрегатами - горными породами; напротив, в алевролитовой фракции отсутствуют обломки пород, а среди минералов преобладает устойчивый кварц. Среди песчаников, являющихся главным гранулярным коллектором, выделяют мономинеральные кварцевые песчаники (более 95% обломков представлены кварцем), олигомиктовые (75 – 95% кварца) и полимиктовые, где обломков кварца меньше двух третей. Полимиктовые песчаники бывают аркозовые и граувакковые. Аркозовые песчаники образуются при разрушении гранитов и поэтому сложены, помимо кварца, калиевыми полевыми шпатами, кислым плагиоклазом и слюдами. Темные граувакковые песчаники, казалось бы, должны состоять из обломков другой распространенной магматической породы - базальта, но базальт образован основными полевыми шпатами и пироксенами, которые в зоне выветривания неустойчивы и среди обломков отсутствуют. В действительности граувакки образуются при разрушении в основном метаморфических пород и содержат много обломков сланцев и роговиков. Состав обломков зависит не только от разрушаемых пород, но и от климата, в котором находятся эти породы. В сухом аридном климате, где преобладает лишь механическое выветривание, сохраняются многие минералы, в гумидном климате они разрушаются и, если в гумидном климате средних широт полевые шпаты лишь коалинизируются, то в тропическом гумидном климате устойчив лишь кварц. Впрочем, чтобы образовались действительно мономинеральные кварцевые песчаники, их обломки должны пройти несколько циклов осадочного процесса. Таковы, например, кварцевые пески в Люберцах.

3.4.4. Форма обломков

Форма обломков, как и их состав, сохраняет следы всех этапов осадочного процесса, но главное, форма связана с размерами, а поэтому способом переноса и протяженностью пути: валуны, гальки и гравий перекачиваются по дну быстрыми потоками и вскоре оббивают углы, округляются. Крупнозернистые песчаники в основном также волочатся по дну и обычно окатаны; мелкозернистые пески и алевриты окатаны слабее, а вот мелкий алевролит, который переносится во взвеси вместе с глинистыми частицами, обычно угловатый. Кроме того, форму обломков меняют и вторичные процессы: регенерация и коррозия. При визуальном описании обломки делят на угловатые, полуугловатые, полуокатанные и окатанные. Существуют способы формализованного описания формы обломков на основании сравнения их контура с окружностью. По степени окатанности и по содержанию кварца и других устойчивых минералов

говорят о "зрелости" обломочной части породы, т.е. степени ее проработки осадочным процессом.

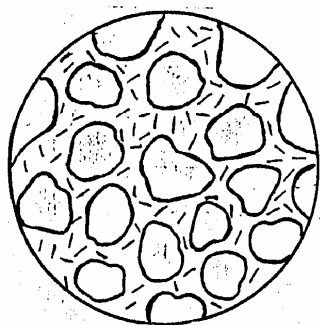
3.4.5. Цемент

Кроме обломочной части, которая рассмотрена выше, песчаники содержат цементирующее вещество и поры, заполненные в пластовых условиях флюидом. Цемент по составу чаще всего глинистый и кальцитовый. Менее распространен цемент доломитовый, гипсовый, ангидритовый, опаловый, лимонитовый и некоторые другие. По соотношению обломков и цементирующей части цемент делят на ряд типов (рис.3.4): контактовый, когда порода сцементирована лишь в точечных соприкосновениях, а остальное - поры; сгустковый, когда цемент, обычно глинистый или кальцитовый, присутствует лишь в отдельных участках; пленочный, обволакивающий обломки, обычно глинистый или лимонитовый; поровый, заполняющий поры между соприкасающимися зернами, и базальный, где зерна не соприкасаются, а рассеяны в цементе («базе»). Если цемент кристаллический, то его разделяют по структуре - размеру кристаллов: крупнокристаллический (кристаллы более 0,5 мм), среднекристаллический (0,1-0,5 мм), мелкокристаллический (0,05 - 0,1 мм), тонкокристаллический (0,01-0,05 мм) и микрокристаллический или пелитоморфный (глины - форма) – менее 0,01 мм.

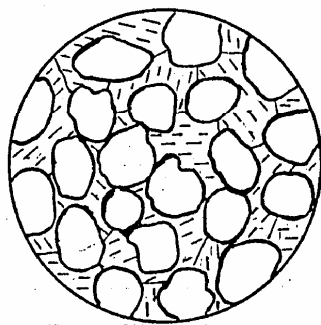
Типы цемента по
количественным
соотношениям
зерен и цемента

Структуры
цемента

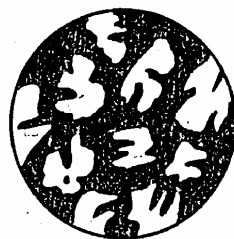
Типы цемента по
характеру
взаимодействия
зерен и цемента



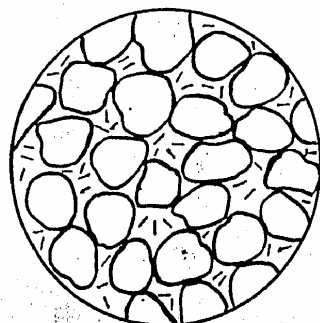
Базальный



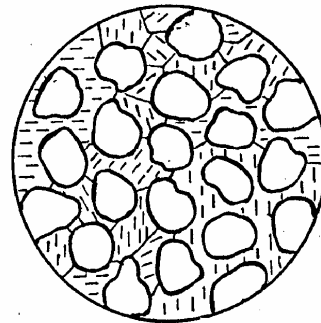
Равномерно-кристаллическая



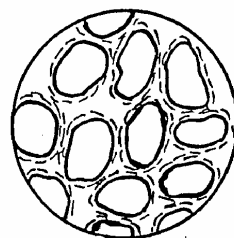
Коррозионный



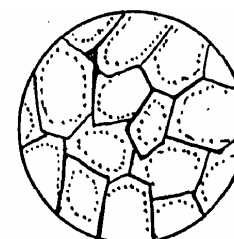
Поровый



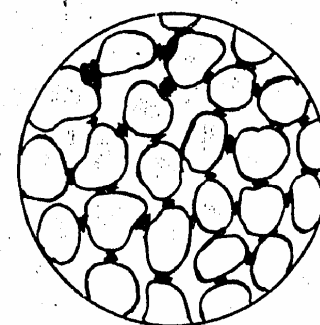
Неравномерно-кристаллическая



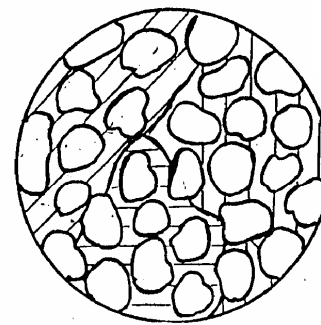
Пленочный



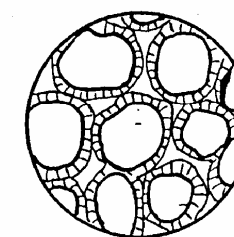
Регенерационный



Контактовый
(соприкосновения)



Пойкилитовая



Крустификационный

Рис. 3.4. Цемент осадочных пород.

Если кристаллы цемента больше обломков, что характерно для базального и порового, гипсового и кальцитовых цемента, то цемент называют пойкилитовый.

В изменении структуры и состава цемента большую роль играют вторичные диагенетические и эпигенетические процессы. В случае кальцитового цемента они приводят к растворению или, в более глубоких зонах, перекристаллизации и даже осаждению цемента, что сопровождается коррозией или, напротив, регенерацией обломков.

3.5. ОСНОВНЫЕ КЛАССЫ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

3.5.1. Песчаные породы

К песчаным породам привлечено особое внимание нефтяников, ибо именно к ним относятся гранулярные коллекторы, откуда и добывают значительную часть нефти и газа, а в России – подавляющее количество. К песчаным относятся породы, состоящие в основном из обломков размером от 0,1 до 1 мм. Генетически их справедливо разделить на две группы: крупнозернистые, которые вместе с гравелитом переносятся волочением по дну, а потому хорошо окатаны, и мелкозернистые, которые вместе с алевритами в значительной степени переносятся во взвеси.

Как правило, вторичные процессы снижают коллекторские свойства песчаных пород. Одинаковые песчаные породы могут образовываться в разнообразных условиях, и определение их происхождения достаточно сложная задача. Можно выделить пески дельтовые, прибрежно-морские, донно-морские, речные, флювиогляциальные, эоловые и некоторые другие генетические виды песков: т.е. пески образуются практически всюду, где образуются осадочные породы.

3.5.2. Алевриты

Алевриты, а если они сцементированы, то алевриты распространены несколько больше, чем песчаники. К ним относят породы, где размер преобладающих обломков 0,01-0,1 мм. Выделение их по генетической классификации (табл.14) противоречит тому, что они как и песчаники делятся на две генетические группы. Крупнозернистые алевриты тяготеют к мелкозернистым песчаникам, которые переносятся частично во взвеси, а частично качением по дну и поэтому окатаны. Мелкозернистые алевритовые обломки все переносятся во взвеси с глинистым материалом, и поэтому образуют парагенез глинисто-алевритовых пород.

Минеральный состав алевритов, особенно мелкозернистых, иной, чем у песчаников. В принципе это более зрелые породы, в них устойчив только кварц, а большинство остальных минералов в алевритовой фракции неустойчивы. Алевриты, благодаря высокому содержанию глины часто бывают окрашены в красный, зеленый цвет, а когда в них много органического вещества, то в черный. Алевриты, как и песчаники,

полигенные: дельтовые, донные, речные, эоловые и т.д. Поскольку алевролиты в соответствии с рядом механической дифференциации образуются на большей глубине, чем песчаники, т.е. в более холодной воде, то цемент в них по составу более характерен глинистый, чем известковый. Алевролиты обычно бывают смешанными – глинисто-алевритового состава и, более того, образуют парогенез глинистых и алевритовых прослоек; коллекторские свойства их, в особенности мелкозернистых разностей невелики, и часто алевролиты вместе с глинистыми породами оказываются флюидоупорными.

3.5.3. Глины

Более 50% магматических и метаморфических пород составляют алюмосиликаты - полевые шпаты. На поверхности одни из них – калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы – малоустойчивы, а другие – основные плагиоклазы – неустойчивы. В первую очередь полевые шпаты теряют активные щелочные подвижные элементы (кальций, натрий, калий), которые замещаются гидроксильной группой; кристаллическая решетка их разрыхляется, и каркасные структуры трансформируются в слоистые. Переход полевых шпатов в глинистые минералы – один из самых грандиозных энергетически, но мало заметных процессов осадкообразования. Как полевые шпаты составляют более половины магматических пород, так глинистые минералы – более 60% осадочных пород. Одна из особенностей глинистых минералов - это то, что они не образуют крупных кристаллов, их чешуйки редко достигают 0,001 мм. Группу глинистых минералов делят на каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и хлоритовые. К каждой из групп относят несколько близких друг к другу минералов. Глинистые минералы разных групп легко перемешиваются друг с другом. Глинистые породы очень разнообразны по составу как самих глинистых минералов, так и примесей - обломочного или хемогенного материала. Чистые мономинеральные глины скорее исключение, обычны смешанные глинистые породы.

В коре выветривания при разложении полевых шпатов в кислой среде образуются минералы группы каолинита, а в щелочной среде - гидрослюды и хлориты. Монтмориллонит обычно образуется при подводной переработке вулканического пепла в слабощелочной среде; это так называемые киловые глины. Например, в заливе Коктебель они обнажаются на дне залива, их собирают для отбеливания тканей. Глинистые минералы помимо выветривания могут образовываться путем синтеза из растворов и особенно на этапе диагенеза и эпигенеза в пористых проницаемых породах в связи с миграцией флюидов. Характерно, что в эпигенезе происходит трансформация монтмориллонитовых глин в гидрослюдистые. Глубже исчезает каолинит, и на конечных стадиях эпигенеза сохраняются лишь устойчивые минералы – гидрослюда и хлорит. Глинистые породы уплотняются и переходят в неразмокающие аргиллиты и сланцы.

В зоне метаморфизма образуются новые минералы - серицит,

мусковит и полевые шпаты.

3.6. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД.

Карбонатные породы более чем наполовину сложены солями угольной кислоты H_2CO_3 , которая, как известно, в природе практически не существует. Кроме карбонатов встречаются гидрокарбонаты, содержащие ион OH^- . Угольная кислота образует с щелочными и щелочно-земельными металлами соли, часть которых встречается в природе.

K_2CO_3 - каустическая сода, в природе практически не встречается, весьма растворима.

Na_2CO_3 - пищевая сода, в природе крайне редка, весьма растворима.

CaCO_3 - кальцит, весьма распространен, слагает известняки, образует протяженные пласты и горные массивы.

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - доломит, встречается в природе, как и кальцит, но несколько менее распространен.

MgCO_3 магнезит, встречается в природе, но редок.

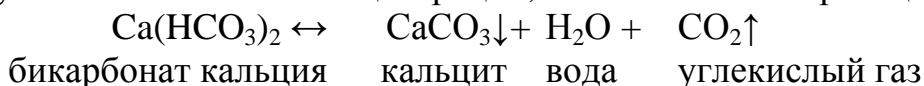
FeCO_3 - сидерит, встречается в природе, широко распространен в виде желваков, конкреций.

Таким образом, реальную роль в составе осадочных образований играют кальцит, доломит и сидерит, составляющие до 15-20% массы осадочных пород. Рассмотрим происхождение химических элементов в составе карбонатов, определим, какие магматические горные породы они слагали до этого. Са определяет состав алюмосиликатов – основных плагиоклазов. Mg и Fe определяют состав феррических минералов - оливина, пироксенов, роговых обманок, а эти минералы, в свою очередь, образуют ультраосновные породы - дуниты и перидотиты, которые слагают, с одной стороны, мантию Земли, ее глубинную зону, подстилающую земную кору, а с другой – каменные метеориты. Эти же минералы слагают также базальты, которые выплавлялись из ультраосновных пород. Таким образом, кальций, железо и магний - элементы первичных глубинных магматических пород Земли. Вторая составляющая карбонатов - CO_3 , вернее, углекислый газ CO_2 . На Земле он существует в атмосфере (всего 0,04%), растворен в океанах, а вот на Венере и Марсе он образует атмосферу. Если бы на Земле повысилась температура настолько, что испарились бы океаны, сгорело бы все живое и даже разложились бы карбонаты, выделив CO_2 , то новая атмосфера Земли стала бы такой, как сейчас у Венеры. Таким образом, вторая часть карбонатов – это первичная атмосфера Земли, теперь окаменевшая. Итак, карбонаты геохимически - это синтез первичных пород и окаменевшей первичной атмосферы.

3.6.1. Образование и растворение известняков

Осаждение известняков определяется реакцией перехода бикарбоната кальция, существующего лишь в растворе, в карбонат,

существующий лишь в твердом состоянии; осаждение или растворение кальцита происходит не как осаждение, например, галита NaCl в результате изменения концентрации, а по химической реакции



При этом ход реакции определяется степенью растворимости в воде углекислого газа, и равновесие смещается в ту или иную сторону, в зависимости от давления или температуры. Если температура среды возрастает, то снижается растворимость углекислого газа в воде, а тем самым и кальцита: в теплых морях возможны пляжи из битой ракушки, а кальцит осаждается, образуя пласты и коралловые рифы. В холодных морях моллюски должны покрывать свои кальцитовые раковины хитиновым покровом, спасая их от растворения. Кальцитовая накипь в чайнике образуется при нагревании, поэтому она на-кипь. Даже рыхлый известняк-ракушняк оказывается «вечным камнем» в постройках древнего Рима, а в наших широтах и плотный известняк нестойкий, и наши предки белокаменные постройки систематически штукатурили. При увеличении давления растворимость CO_2 растет, при снижении давления, падает растворимость, и выделяется углекислый газ. Действительно, газ бурно выделяется при снижении давления, будь то минеральная вода или шампанское - их и охлаждают для того, чтобы ослабить бурное выделение. По мере погружения в недра, как известно, давление и температура растут и равновесие твердого кальцита и раствора меняется. Он оказывается то растворимым, то стабильным, о чем рассказано в разделе «Эпигенез».

При единстве состава происхождение известняков неодинаково, хотя в большинстве они биогенны. Это раковины и скелеты организмов. Известняки образуют гигантские скопления, сложенные в значительной степени раковинами и скелетами организмов. Биогенные известняки в заметных количествах стали формироваться с начала палеозоя, когда моллюски начали строить свои раковины из кальцита и арагонита. Это была своеобразная экологическая революция для одних организмов и катастрофа для других, ибо за геологически короткое время принципиально изменился состав атмосферы: она потеряла CO_2 , стала легче, прозрачнее, снизился парниковый эффект, началось планетарное похолодание.

3.6.2. Биогенные известняки

Биогенные известняки состоят более чем на треть из раковин, скелетов кораллов, известковых водорослей и продуктов их жизнедеятельности. В зависимости от степени сохранности биогенных остатков, выделяют биоморфные и биогенно-обломочные (детритовые и шламовые известняки). В биоморфных известняках остатки организмов хорошо сохранились и сцементированы кальцитом. Наиболее характерны раковины двустворок - гастропод, пелеципод и брахиопод, раковин

остракод, фораминифер, остатки иглокожих, кораллов, известковых водорослей. Особенно часто известняки образуют мелкие раковинки фораминифер, видимые лишь в микроскоп. Раковинные известняки сложены остатками двустворок размером в несколько сантиметров: вестибюль нашего института оформлен известняком ракушечников из третичных отложений Мангышлака. Детритовые известняки сложены обломками до 0,1 мм, а шламовые более 0,1 мм. Частицы в них окатаны, и они образуют переход по структуре к обломочным породам.

3.6.3. Доломит

Вторая по распространенности после известняка карбонатная порода, особенно характерная для докембрийских отложений. В кембрийских ее вытесняют известняки. Образующий ее минерал доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ отлагается в бассейнах с повышенной, относительно обычной морской соленостью, бедных живыми организмами, и биогенных доломитов мало. Поэтому он присутствует в регрессивных частях разрезов в замкнутых засоляющихся бассейнах.

Большая часть доломитов - хемогенная. В отличие от кальцита, его кристаллы часто хорошо огранены и в шлифе выглядят как ромбики размером от 1 до 2 мм. Осадочный доломит обычно микрозернистый. Диагенетический доломит неравномерно зернистый, порфировидный. Эпигенетический вторичный доломит образуется при замещении кальцита под действием сильно соленых пластовых вод. Поскольку ионы магния меньше ионов кальция, то при эпигенетической доломитизации пористость новой породы увеличивается.

Биогенный доломит, встречающийся в отложениях рифейского возраста, представлен водорослевыми строматолитовыми разностями с характерной тонкослоистой структурой.

Так как в ряду химической дифференциации доломит занимает место между известняком и гипсом, то он образует естественные парагенезы - с кальцитом в начале регрессивного цикла усыхания и с гипсом и ангидритом, когда бассейн засоляется и доломиты вверх по разрезу замещаются гипсом.

3.6.4. Мергель

Широко распространенная порода, в которой наряду с пелитоморфным кальцитом или доломитом присутствуют глинистые минералы. Можно выделить ряд – от чистого известняка к глинистому известняку, мергелю, глине известковистой и глине. Мергель в силу своей малой проницаемости в пластовых условиях не так сильно, как чистый известняк, подвержен эпигенетической перекристаллизации и для него даже на относительно больших глубинах характерны пелитоморфные разности. Пористость воздушно-сухих образцов мергеля превышает 20-30%, но в пластовых условиях его микропоры запечатаны пластовым флюидом, и проницаемость его ничтожна. Конечно, в зонах трещиноватости мергель, как и другие плотные породы, может быть коллектором.

3.7. СУЛЬФАТЫ И ХЛОРИДЫ (ЭВАПОРИТЫ)

3.7.1. Общая характеристика эвапоритов.

В группу эвапоритов относятся породы, образующиеся, как правило, в замкнутых бассейнах из высокоминерализованных вод в эпиконтинентальных морях, лагунах и озерах. Для этого необходим жаркий засушливый климат при ничтожном объеме осадков – аридный климат. Если выпарить слой морской воды толщиной 3 км, то образуется слой солей мощностью 100 м. Поэтому для образования соляных пород мощностью в километры приходится предположить существование бассейнов, куда непрерывно поступает и выпаривается соленая морская вода. Моделью такого бассейна считался залив Кара-Богаз-Гол. Если соленость воды в Каспийском море 1,19‰, то соленость воды в заливе достигает 30‰.

Основные минералы эвапоритов - галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4), полигалит ($\text{Ca}_4\text{MgSO}_4\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и ряд других минералов. Во многих из них содержатся гидроксильная группа и кристаллизационная вода, количество которых легко меняется в зависимости от даже небольших колебаний температуры и давления, поэтому эти минералы легко меняют свой состав и структуру

3.7.2. Гипс-ангидритовые породы

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), образуется в усыхающих бассейнах с теплой водой и высокой соленостью. Обычно он образует сахароподобные мелкозернистые массы, но в жилах вторичный гипс имеет волокнистую структуру. Он называется селенит, так как имеет лунный блеск.

Ангидрит (CaSO_4) обычно имеет средне- и крупнокристаллическую структуру и состоит из голубоватых кристаллов. Из раствора ангидрит выпадает при температуре выше $63,5^\circ \text{C}$, но в присутствии других солей эта температура снижается. Однако большая часть ангидритовых пород образовалась при дегидратации гипса в стадии эпигенеза, начиная с глубины несколько сот метров. Напротив, если ангидритовые породы поднимаются на малые глубины или даже оказываются в приповерхностных зонах, то переходят в гипс, резко увеличивают свой объем и образуется микроскладчатость. И гипс и ангидрит легко растворимые породы. При растворении их пластов образуются пещеры, как, например, знаменитая Кунгурская пещера в Предуралье. Гипс и ангидриты породы благодаря своей химической подвижности легко выпадают в поровом пространстве и запечатывают коллектор.

3.7.3. Галоиды

Галит - каменная соль NaCl – весьма распространенная солевая порода, которую к тому же мы непосредственно употребляем в пищу. Галит образует парагенезы с сульфатами, с одной стороны, и с другими солями, с другой. Обычно образует пласты или собирается в линзы. Благодаря пластичности соли она под давлением выдавливается вверх по разрезу, образуя купола, гребни, массивы высотой до 10 км (Челкарский массив в Прикаспийской впадине), а в межкупольных зонах отсутствует, так отжата в купола.

Благодаря растворимости, а потому подвижности и легкому осаждению, соли могут запечатать коллектор, соляные тела являются идеальным флюидоупором даже для газа. Соляные купола образуют антиклинальные поднятия, вокруг которых собираются углеводороды. Месторождения, связанные с соляными куполами, характерны для Прикаспийской впадины.

Большая часть галита используется как пищевой продукт. Поэтому добыча его, контролируемая только пищевыми потребностями, незначительна. Многие годы необходимое количество соли для всей страны обеспечивало Баскунчакское месторождение в Нижнем Поволжье.

Сильвинит (KCl) - хлорид калия, относительно мало распространенная порода. Образующий ее сильвин легко растворим. Залежи сильвинита, парагенетически связанные с залежами галита, сохраняются редко. Сильвин – важнейшее сырье для калийных минеральных удобрений.

Краткая характеристика структур хемогенных пород приведена в табл. 15.

Таблица 15

Классификация структур хемогенных пород

| Критерий выделения структур | Структура | Краткая характеристика структур |
|-----------------------------|-----------------|-------------------------------------|
| Размер зерен | | Преобладают кристаллы величиной, мм |
| | Крупнозернистая | $> 0,5$ |
| | Среднезернистая | $0,5-0,1$ |
| | Мелкозернистая | $0,1-0,05$ |
| | Тонкозернистая | $0,05-0,01$ |

| | | |
|----------------------------|----------------------------------|--|
| | Микрозернистая (пелитоморфная) | < 0,01 |
| | Разнозернистая (гетеробластовая) | В массовом количестве имеются кристаллы различных размеров |
| | Порфиробластовая | На фоне однородной кристалл. массы выделяются более крупные кристаллы |
| Форма зерен и их агрегатов | Волокнистая ориентированная | Кристаллы удлиненной формы, однонаправленно ориентированные |
| | Волокнистая беспорядочная | Кристаллы удлиненной формы, беспорядочно расположенные |
| | Листоватая | Кристаллы листоватые, беспорядочно расположенные |
| | Оолитовая | В массовом количестве присутствуют оолиты - округлые образования концентрического строения, обычно размером 0,1-1,0 мм |
| | Сферолитовая | Внешне неотличима от оолитовой, но в разрезе сферолита (под микроскопом) видно радиальное строение. |
| | Пизолитовая | В массовом количестве присутствуют пизолиты - округлые образования концентрического строения, обычно размером более 1 мм |
| | Бобовая | Внешне подобна пизолитовой, но бобовины имеют однородное неконцентрическое строение |
| Степень кристалличности | Аморфная | Образована аморфной бесцветной или слабо окрашенной массой, угасающей в шлифах под микроскопом при скрещенных поляроидах |

3.8. КРЕМНИСТЫЕ, ФОСФАТНЫЕ, ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ, ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

3.8.1. Опаловые (кремнистые) породы.

Как известно, кремний по распространенности является вторым после кислорода элементом. Кислород составляет половину земной коры, а кремний четверть. Однако в силу устойчивости главного минерала кремнезема оксида кремния (кварца) в приповерхностных условиях земной коры, гигантская масса кремнезема в осадочных породах сосредоточена в кварцсодержащих обломочных породах. Температура плавления кварца 1700° – почти в два раза выше, чем температура лавы, извергающейся из вулкана. Тем не менее, кварц, чаще его микрокристаллическая разновидность **халцедон**, **кремень** образуются при низких температурах в осадочных породах, формируя конкреции среди карбонатов или пропитывая глинисто-сланцевые породы. Широко известны **яшмы**, состоящие из халцедона, которые окрашены красным трехвалентным и зеленым двухвалентным железом. Яшмы обычно находят в зонах древнего вулканизма.

Считается, что они образовались в зонах первичного вулканизма, первичноопаловые, но позже, на стадиях эпигенеза и метаморфизма, потеряли воду и опал перешел в халцедон.

Конкреции осадочных кремней, вероятно, первично опаловые, но на стадии диагенеза аморфный опал раскристаллизовался в халцедон, потерял воду. Нередко в середине конкреций образуются при этом пустоты, в которых вырастают кристаллы чистого кварца – горного хрусталя и даже аметиста, что наблюдается в каменноугольных отложениях Подмоскovie.

Кремнезем в зоне осадконакопления находится в коллоидной фазе и отлагается в виде **опала** на обширных территориях в холодных морских бассейнах. В то же время опал как примесь отлагается и в карбонатных породах теплых бассейнов. Опаловые породы в значительной степени биогенны.

Трепел сложен почти чистым опалом, поэтому белый, мелоподобный. Он очень пористый (свыше 50%), поэтому плотность его иногда ниже 1 г/см³. Он легко впитывает жидкость, но вследствие ничтожных размеров капилляров ее обратно не отдает, он непроницаем и коллектором быть не может. Опал в трепеле формирует мелкие – до тысячных долей миллиметра – округлые глобулы, что характерно для осаждающихся коллоидов.

Опока тоже состоит из опала, но содержит примеси обломочного и глинистого материала (до 50%). Нередко в них присутствуют глауконит и биогенные остатки. Существуют породы, переходные от опок к песчаникам и алевролитам с опаловым цементом.

Диатомит состоит из опала, из которого сложены остатки планктонных диатомовых водорослей. В них присутствуют примеси глины и органического вещества, поэтому диатомиты иногда бывают серого и черного цвета.

Радиолярит состоит из скелетов радиолярий – сферических образований менее 0,1 мм с ажурными стенками.

Спонголит содержит большое количество трубчатых иголок, остатков скелетов губок.

Как и карбонатные, опаловые породы нередко носят названия образующих их остатков организмов. Однако в отличие от углеродной чисто кремнистая жизнь не сформировалась, но кремнистые соединения в сочетании с органическими присутствуют в ряде классов и типов организмов.

3.8.2. Фосфатные породы

Фосфор – один из важнейших биогенных элементов. С другой стороны, фосфоросодержащий минерал апатит постоянно присутствует в виде акцессорного минерала в большинстве магматических пород. Биосфере постоянно не хватает фосфора, большая часть которого содержится в живых организмах. В литосфере фосфор встречается только в солях кальция фосфорной кислоты и образует минералы каллофанит, гидроксил апатит и фторапатит. В живом веществе апатит вместе с кальцитом формирует, в частности, кости.

В общем виде это один минерал – апатит, который в природе встречается в разнообразных непохожих формах и название его от апатос – обманчивый.

Разнообразные осадочные фосфориты всегда связаны с жизнью, они биогенны. Поэтому они обычно темные, даже черные; из-за большого содержания углерода в них присутствуют минералы другого биогенного элемента серы – пирит и халькапирит. Из-за этого фосфориты обычно пахнут сероводородом. Фосфориты образуют пластовые тела, желваковые фосфориты и конкреционно-лучистые фосфориты. Многие пластовые фосфориты образуются на морском шельфе, особенно богаты фауной и флорой, остатки их концентрируются на глубинах 350 тыс. м. В случае, если эти холодные донные воды перемещаются в теплые прибрежные зоны, растворимость CO_2 в воде падает и из нее выпадают кальцит и сульфаты. Позже, в стадии диагенеза, фосфорит концентрируется в желваки и конкреции.

Поскольку уран также осаждается в резко восстановительной обстановке в присутствии углерода, то в фосфоритах его количество повышено, а некоторые фосфоритовые месторождения разрабатывают не на фосфорные удобрения, а на уран.

3.8.3. Глиноземистые породы

Алюминий – третий по распространению в земной коре после кислорода и кремния элемент. Как и кремний, он формирует вместе с кислородом одно из самых устойчивых образований минералов – алюмокислородные тетраэдры. Составляя в земной коре более 15%, он, тем не менее, очень редко образует богатые алюминием концентрации. Чистый алюминий получили в конце позапрошлого века и тогда из него чеканили особо торжественные медали, а во время Первой мировой войны делали кольца.

Большая часть алюминия в земной коре содержится в полевых шпатах магматических пород и в глинистых минералах пород осадочных. Если концентрация алюминия в породе превышает 28%, то она считается богатой рудой на алюминий. Это моногидраты диаспор, бемит и тригидрат гиббсит (гидраргилит). Они образуют осадочные породы бокситы и их элювиальный аналог латериты. Как уже говорилось, связи алюминия в полевых шпатах и глинах очень сильны, и руды глинозема образуются в специфических условиях, когда разрываются эти связи. Такие условия возникают в тропическом гумидном климате, где полностью разрушаются все минералы, выносятся подвижные компоненты, подвижным оказывается даже кремний в форме опала, и в латеритных корах выветривания остается в основном малоподвижный алюминий, окрашенный бурым трехвалентным железом.

В экваториальном поясе образуются красноземы. Латеритные красноземы древних этапов образуют почву Северной Африки и юга Европы, формируя, например, характерный ландшафт Испании. Гидроокислы алюминия могут выноситься из латеритной зоны в виде коллоидов, но тогда они отлагаются в узкой прибрежной зоне. Другой путь образования бокситов связан с вулканами, когда образуются источники вод, насыщенных серной кислотой. Магматические породы, которые разрушает эта серная кислота, сходным образом в условиях гумидного выветривания также дают коллоиды алюминия, которые также отлагаются в прибрежных зонах. Известен парагенез палеовулканов и недалеко от месторождений боксита.

3.8.4. Железистые породы

Железо – четвертый по распространенности элемент земной коры. Железистыми осадочными породами считают те, где его присутствует более 10%, а рудами – более 30%. В земной коре железо присутствует в трех формах: трехвалентный – окись бурого цвета, двухвалентный – закись зеленого цвета, карбонат железа и, как редкость, металлическое железо.

Основные минералы - оксиды железа магнетит, гематит и лимонит. Минералы двухвалентного железа – сидерит, пирит, шамозит. Основные железные руды – бурые железняки – смесь гидроокислов железа – гетита и гидрогетита (в честь великого поэта Гете). Они образуются в континентальных (озерные и болотные) условиях. Живущие на дне этих бассейнов специфические бактерии поглощают из воды растворимое двухвалентное железо, а при окислении его получают выделяющееся при этом тепло (энергию), как и мы свою энергию получаем при окислении углерода, переводя его в углекислый газ. Продукты жизнедеятельности бактерий – гидроокислы трехвалентного железа – нерастворимы и выпадают в осадок, поэтому железистые осадочные руды биогенного происхождения на стадии эпигенеза – гидроокислы железа – теряют воду и переходят в гематит, а в зоне метаморфизма трансформируются в магнетит, который, переслаиваясь с кварцитом, образует железистые кварциты – джеспилиты, представляющие собой тонкое чередование прослоек кварцита и магнетита.

Сидерит - карбонат железа. Образует конкреции в черных углистых сланцах, т. к. сидерит образуется в восстановительных условиях в присутствии избытка органического материала, то он является признаком нефтепродуцирующих пород, в частности, на основании присутствия сидерита предсказана продуктивность Девонских отложений Волго-Уральской области. В рудах содержится от 16 до 72% железа.

3.9. КАУСТОБИОЛИТЫ

Каустобиолиты – погребенные лучи солнца

В.И.Вернадский

Среди осадочных пород особое место занимают **каустобиолиты** - горючие ископаемые, возникшие в результате преобразования органического вещества в земной коре.

Каустобиолиты разделяют по исходному ископаемому веществу, (растения, животные), по условиям (окислительные или восстановительные) и степени преобразования исходного вещества (табл.16).

Каустобиолиты

| Условия преобразования | | | | | |
|------------------------|-----------------------|----------------------------------|----------------------------------|--|--|
| Окислительные | | | Восстановительные | | |
| Исходное вещество | | | | | |
| Метаморфизм | Высшие растения (мох) | Низшие организмы (ил, сапропель) | Низшие организмы (ил, сапропель) | | |
| | Торфы | Сапропели | Нефти | | |
| | Бурый уголь | Горючие сланцы | Мальты, асфальты | | |
| | Каменный уголь | Углистые сланцы | Керит | | |
| | Антрацит | | Антраксолиты, шунгиты | | |
| | Графит | | | | |

При преобразовании исходного органического вещества в окислительных условиях водород в исходном веществе сгорает, и в результате получают породы угольного ряда. При преобразовании исходного вещества при недостатке кислорода водород сохраняется, в результате получают углеводороды битумного (нефтяного) ряда. По мере преобразования исходное вещество освобождается от кислорода, водорода, серы, других примесей, относительное количество углерода в нем возрастает, и оба ряда каустобиолитов сближаются, образуя в предельном случае чистый углерод – графит. В любой момент в процессе метаморфизма каустобиолиты могут оказаться в окислительных условиях, в результате чего получают озокериты, элькериты, оксикериты, выветрелые угли и т.д.

Органическое вещество горючих ископаемых состоит из огромного числа различных молекул. Для гетеромолекулярных веществ характерно непостоянство свойств, фазовые превращения в них происходят постепенно, причем с возрастанием величины молекул их подвижность (летучесть, растворимость) уменьшается.

Самым главным из всех каустобиолитов для нефтяников являются жидкие каустобиолиты - нефти и битумы. Хотя химики уже могут получать их в лаборатории, на их образование в природе еще не выработано единой, всеми признаваемой точки зрения. Подробнее геология нефти и газа изучается в специальном курсе «Геология нефти и газа».

ГЛАВА 4

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Важнейшим свойством горных пород является их способность вмещать флюиды, пропускать их через себя, или, наоборот – быть непроницаемыми. Эти свойства обусловлены **пористостью** и **проницаемостью** пород.

4.1. ПОРИСТОСТЬ

Земные недра в толще осадочных пород содержат три фазы : твердую (минералы), жидкую (вода или нефть) и газообразную. То, что занимают жидкая и газообразная фазы, является пористостью. То есть пористость – это объем порового пространства, который оценивается отношением объема пор к объему горной породы. Выраженная в процентах эта величина называется **коэффициентом пористости**. Пористость чистого стекла – 0%, пористость гранита от 1 до 3 % , пористость песчаников 10–20 и не более 33 % , пористость хлеба 50–70%, пористость пуховой подушки до 85%, то же для пустой бутылки, считая за пору ее полезный объем. В нефтегазовой геологии обычно различают три вида пористости. Общая пористость характеризует все виды пор, в том числе и самые мелкие, поэтому общая пористость сухих глин, как правило, выше пористости песчаников.

Открытая пористость характеризует сообщающиеся поры, которые могут поглощать жидкость или газ; открытая пористость соответствует общей у пористых песков, меньше у песчаников на 10 – 30%, у глин на 50% и более, у каменной соли она отсутствует.

Эффективная пористость характеризует совокупность пор, через которые происходит миграция флюида т.е. это те поры , в которые он может не только проникать, но и быть извлеченным. Таким образом это объем пор с учетом остаточной воды. Поэтому эффективная пористость для воды, нефти и газа различна, более того она различна для их смеси в разных соотношениях. Пористость сухих образцов колеблется в широких пределах, но достаточно определена для каждого типа пород.

Пористость, в которой каналы пор велики настолько ($> 0,2$ мм) что флюиды могут относительно свободно проходить сквозь них и сравнительно легко (экономически рентабельно) извлекаться, называется **эффективной**. Общая пористость больше, чем открытая, а открытая больше, чем эффективная. Строение порового пространства определяется размерами, формой и пространственными взаимоотношениями пор. По размерам поры классифицируются по разным признакам (табл. 21).

Таблица 21.

Размеры и свойства пор.

| Диаметр пор | | Раскрытость трещин | Свойства флюидов |
|--|---------------------|-------------------------------|--|
| Мегапоры (полости), от сантиметров до кубометров | | Сверхкапиллярные > 0,25 мм | Нефть и вода движутся в соответствии с законами гравитации |
| Макропоры >0,1 мм | | | |
| Микропоры <0,1 мм | Капиллярные— 0,1 мм | Капиллярные 0,25–0,001 мм | Действуют преимущественно капиллярные силы |

| | | | |
|--|------------------------------|-----------------------------|---|
| | Субкапиллярные < 0,002 мм | Субкапиллярные <0,001 мм | Движение флюида практически невозможно |
|--|------------------------------|-----------------------------|---|

Пористость может быть в горной породе изначально, тогда она называется **первичной**, а может появиться в процессе существования горной породы – тогда она называется **вторичной**, например, при растворении горной породы или ее перекристаллизации. Кроме того, пористость бывает **гранулярная** (или межзерновая) – в терригенных породах, **каверновая** встречается в карбонатных породах и **трещинная** – в любых по генезису породах. Гранулярная пористость зависит от окатанности, сортированности, формы и способа укладки зерен, а также от типа и состава цемента. Коэффициент пористости может достигать 40%, но обычно он превышает 20. Очень большую, но неравномерную пористость имеют органогенные известняки. Равномерно пористы хорошо окатанные и слабо сцементированные терригенные породы. Характерные значения пористости для различных горных пород приведены в табл. 22.

Таблица 22

Общая пористость осадочных горных пород, %

| Порода | Пределы колебаний | Наиболее вероятная |
|------------|-------------------|--------------------|
| Песок | 4–55 | 20–35 |
| Песчаник | 0–30 | 5–25 |
| Алевролиты | 1–40 | 3–25 |
| Ил | 2–90 | 50–0 |
| Глина | 0–75 | 20–50 |
| Известняки | 0–35 | 2–15 |
| Мел | 40–55 | 40–50 |
| Доломиты | 2–35 | 3–20 |

По структуре пористость разделяют на межгранулярную (между обломками), трещинную и кавернозную. Трещинная пористость не превышает 3–5 %, но в формировании проницаемости роль трещин весьма велика. Кавернозная пористость характерна для растворимых пород карбонатов, сульфатов и хлоридов. Размеры каверн от долей миллиметров до десятков метров – например, карстовые пещеры. Кавернозная пористость достигает десятков процентов. По происхождению выделяют поры первичные, возникшие на стадии формирования породы (седиментез, диагенез), и вторичные, образующиеся в недрах, на стадии существования породы (катагенез, эпигенез) или на поверхности, при выветривании (гипергенез).

4.2. ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Проницаемость – способность пород пропускать флюиды. Она зависит от размера и конфигурации пор, что обусловлено размером зерен терригенных пород, плотностью укладки и взаимным расположением частиц, составом и типом цемента и др. Очень большое значение для проницаемости имеют **трещины**. Традиционно проницаемость оценивали во внесистемных единицах дарси (Д). А в системе СИ ей примерно

соответствует единица $1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Такой проницаемостью обладает образец горной породы длиной L 1 м, площадью сечения в 1 м^2 , пропускающий сквозь себя $1 \text{ м}^3/\text{сек}$ жидкости Q вязкостью $0,001 \text{ Па} \cdot \text{с}$ при перепаде давления на концах образца p $0,1013 \text{ МПа}$.

Различают абсолютную и относительную проницаемость. Абсолютная проницаемость описывает прохождение однородного флюида, не реагирующего с вмещающей горной породой, которая принимается однородной. Абсолютная проницаемость не меняется со временем. Эффективная проницаемость описывает прохождение конкретного флюида, например, смеси нефти и воды, которые могут реагировать с породой. Естественно, что определение ее в каждом конкретном случае необходимо. По величине проницаемости горные породы разделяются на три порядка в пределах $1 \cdot 10^{-15} - 110^{-12} \text{ м}^2$; последнее соответствует 1 Д. Примерно такой проницаемостью обладает обычная водопроводная труба, а проницаемость реальных горных пород в сотни и более раз меньше. Продуктивные коллектора имеют проницаемость $10^{-14} - 10^{-13} \text{ м}^2$. Проницаемость обеспечивается сообщающимися порами между частицами, обломками или кристаллами. Поэтому если размер пор более 10 мкм., то проницаемость возрастает пропорционально пористости. Минимальный размер поры, в которой может перемещаться флюид, более 1 мкм. Если же пора меньше, то поверхностные силы ее стенок делают капиллярное натяжение непреодолимым для флюида. Поэтому, например, глины, обладая в сухом состоянии пористостью 30%, непроницаемы из-за ничтожных размеров своих каналов. В трещиноватых породах флюид перемещается по трещинам, достигающим иногда 100 мкм. В отличие от межгранулярной проницаемости в общем постоянной в пласте, трещинная проницаемость резко возрастает в узкой зоне вблизи разломов. Вскрытие скважиной таких узких линейных зон обещает гигантские притоки, но грозит аварийными выбросами, фонтанами и требует особого искусства.

4.3. ПОРОДЫ–КОЛЛЕКТОРЫ И ПОРОДЫ – ПОКРЫШКИ (ФЛЮИДОУПОРЫ)

Пористость и проницаемость горных пород обуславливает особенности их взаимоотношений с жидкой и газовой фазами. Важнейшие из этих взаимоотношений для нефтегазовой геологии – это способность вмещать и пропускать сквозь себя или, наоборот – не пропускать флюиды. Такие свойства называются коллекторскими или флюидоупорными свойствами пород.

Породы, способные вмещать нефть, газ и воду и отдавать их при разработке, называются **породами–коллекторами**.

Изучение коллекторских свойств горных пород проводится прямыми методами – по образцам керна (кусочкам породы, вынутым из скважины), или косвенными – по геофизическим материалам, по испытаниям скважин на приток. Лабораторное изучение керна – прямое, точное и достоверное. Однако из-за того, что керн обычно разламывается по трещинам, они выпадают из поля зрения исследователя, в результате чего реальная проницаемость пород зачастую оказывается больше, чем определено при лабораторных исследованиях. Поэтому В.Д. Скарятин рекомендует рассматривать трещинный коллектор в виде совокупности двух сред:

– блоков горных пород, размером от нескольких сантиметров до нескольких дециметров (матрицы коллектора), где основная емкость и

фильтрация обусловлены порами, кавернами и мелкими трещинами сообщающимися друг с другом;

– межблокового пространства, представляющего собой крупные протяженные трещины и зоны дробления пород с приуроченными к ним расширениями, кавернами, пещерами и другими полостями.

Классификации коллекторов и флюидоупоров многочисленны и разнообразны. Среди коллекторов чаще всего выделяют поровые (обусловленные гранулярной пористостью), кавернозные, трещиноватые и смешанные (кавернозно–трещиноватые, трещиновато–поровые, кавернозно–трещиновато–поровые), рис.4.1.

Трещины в коллекторах – это не только полости для накопления флюида, но и пути его миграции. К трещиноватым коллекторам за рубежом приурочено более 50% запасов нефти, а в России 12% залежей. Именно трещиноватыми коллекторами обусловлена нефтегазоносность знаменитой *баженовской свиты* в Западной Сибири (*баженинты*), а также *доманиковых слоев* в Европе и Северной Америке.

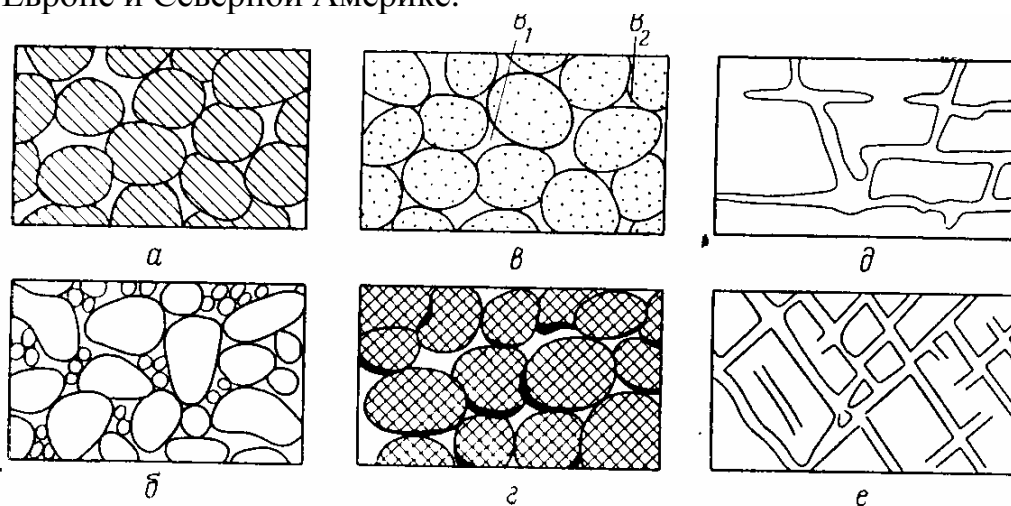


Рис. 4.1. Виды коллекторов: а,б,в,г – поровые коллекторы – а –

высокопористый, образованный хорошо отсортированными частицами,

б – плохо отсортированная низкопористая порода, в – хорошо

Кроме пород–коллекторов существуют породы слабопроницаемые, или практически непроницаемые. Такие породы называются породами – *флюидоупорами (покрышками)*. Лучшие из них – каменная соль и глина. Особенно хорошие изолирующие свойства у монтмориллонитовой глины, способной разбухать в воде. Большая часть горных пород имеет средние коллекторские и изолирующие свойства. В результате флюиды не могут спокойно мигрировать по породе и в то же время не являются надежно удержанными. Такие породы называют *ложными покрышками*.

Коллекторские и изолирующие свойства зависят не только от особенностей породы, но и от состояния флюидов внутри нее, от давления и температуры, при которых они находятся. Характеристики коллекторов и

флюидопоров меняются с глубиной часто неоднозначно и непредсказуемо. Например, коллекторские свойства карбонатных пород улучшаются за счет выщелачивания и образования каверн, растворения карбонатного цемента. Глинистые породы часто обезвоживаются и растрескиваются. А в терригенных породах обломочные частицы уплотняются, ближе прилегают друг к другу, в результате чего коллекторские свойства породы ухудшаются. С уверенностью можно утверждать только то, что ни идеальных флюидопоров, ни идеальных коллекторов в природе не существует.

4.4. НЕТРАДИЦИОННЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ

Понятие о традиционных и нетрадиционных коллекторах условно и соотносится с временем, местом, и научной позицией. В самом широком смысле к нетрадиционным относятся коллекторы с негранулярной пористостью. Как правило, это толщи, сложенные глинистыми, кремнистыми, вулканогенными, интрузивными, метаморфическими породами.

Коллекторы в глинах возникают как зоны разуплотнения вследствие преобразования глинистых минералов, выделения связанной воды, генерации из органического вещества жидких продуктов и газов. При этом какой-то участок породы, вследствие роста внутреннего давления, пронизывается системой трещин и возникает природный резервуар, ограниченный со всех сторон менее измененными породами. Трещины возникают преимущественно по наложению пород. Иногда эти участки на первый взгляд никак не связаны с тектоническими особенностями региона, но зато в их размещении угадывается приуроченность к закономерным зонам связанным с ротационными силами. По мнению Ю.К. Бурлина [Геология и геохимия, 2000], таким образом образовались резервуары в баженовской карбонатно-глинисто-кремнистой толще верхней юры в Западной Сибири (Салымское месторождение), в майкопской глинистой серии Ставрополя (Журавское месторождение). Сходным образом возникают резервуары в глинисто-карбонатных богатых органическим веществом так называемых *доманикоидных*, или *доманиковых* толщах.

В кремнистых биогенных толщах гранулярный биопустотный коллектор поначалу создается ажурной структурой створок диатомовых водорослей и других сложенных опалом организмов. Затем, при минеральной трансформации опала возникает глобулярная (шаровая) структура, которая растрескивается и создается связанная система трещин, аналогичная описанной ранее. Так образуются коллекторы в кремнистых породах формации Монтерей миоцена на шельфе Калифорнии (месторождение Пойнт Аргуальо), на Сахалине.

В вулканогенных породах пустотное пространство образуется при выходе газа из лавового материала, или при вторичном выщелачивании. Примерами нефтегазоносных вулканических толщ служат осадочно-туфогенный комплекс в Восточной Грузии и Западном Азербайджане, формация «зеленых туфов» в Японии.

Нефтегазоносность **фундамента платформ** как правило бывает связана с вторично измененными магматическими и метаморфическими породами в их корах выветривания, в зонах проработки гидротермальными растворами и другими вторичными изменениями. Притоки нефти из резервуаров такого типа получены из гранитно-метаморфических пород, залегающих в Шаимском районе Западной Сибири, Оймаша на Южном Мангышлаке, Белый Тигр на Вьетнамском шельфе.

ГЛАВА 5

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Знание физико-механических свойств горных пород необходимо при строительстве скважин и разработке месторождений. С учетом их следует производить предварительный выбор долот для различных интервалов бурения; учитывать их при проектировании режимов бурения; при выборе типа бурового раствора и его свойств, методов вскрытия продуктивного пласта и конструкции призабойной зоны скважины; для предупреждения возможных осложнений в процессе бурения; иногда - при выборе конструкции скважины. Знать физико-механические свойства горных пород необходимо и при составлении проекта разработки нефтяных и газовых месторождений.

5.1. ПЛОТНОСТЬ

Плотность d - это отношение массы m вещества к единице объема V . Плотность измеряется в г/см^3 , кг/л или т/м^3 . Так как плотность воздуха мала, то ею пренебрегают и при измерениях плотности взвешивают вещество в воздухе, а не в вакууме. Плотность воды 1 г/см^3 , дерева немного меньше - оно плавает как и жидкая нефть ($0,8-0,9 \text{ г/см}^3$), растекаясь пятнами на море при авариях танкеров. Плотность человека, выдохнувшего воздух, тоже почти 1 г/см^3 , а вдохнувшего - $0,95 \text{ г/см}^3$. Плотность густой нефти, и тем более мазута $1,05 \text{ г/см}^3$ - недаром он оседает на дно при крупных разливах нефти в море. Это случается при авариях танкеров, во время военных сражений протекающих на территориях нефтяных промыслов.

Плотности минералов колеблются в очень широком диапазоне от $2,2 \text{ г/см}^3$ у галита, $2,66 \text{ г/см}^3$ у кварца, $2,55 - 2,7 \text{ г/см}^3$ у полевого шпата, $2,72 \text{ г/см}^3$ у кальцита, до $3,9 \text{ г/см}^3$ у сидерита и $5,0 \text{ г/см}^3$ у магнетита. Среди самых тяжелых минералов магнетит, киноварь и золото. Горные породы состоят из комплексов породообразующих минералов, плотности которых колеблются в узких пределах - от $2,55 \text{ г/см}^3$ у ортоклаза до $2,75 \text{ г/см}^3$ у доломита, и поэтому минеральный состав существенно на плотность не влияет. Иное дело жидкая и газообразная фазы породы или, в терминах нефтяной геологии - поры: плотность кварцевого песка снижается при 10% пористости с $2,66$ до $2,40 \text{ г/см}^3$, а при пористости 20% - до $2,10 \text{ г/см}^3$. Таким образом, плотность горных пород, и особенно пород осадочных, во многом определяется пористостью.

При некоторой тренировке геолог может, взвесив в руке образец, довольно точно определить его плотность, а по ней пористость.

В пластовых условиях, где поры заполнены солеными пластовыми водами, плотность соответственно возрастает при пористости 10% до $2,50 \text{ г/см}^3$, а при пористости 20% до $2,35 \text{ г/см}^3$. В науке о бурении плотность породы в пластовых условиях называется объемной массой.

С увеличением всестороннего сжатия объемная масса возрастает благодаря, во-первых, уменьшению пористости и, во-вторых - некоторому увеличению плотности сжимаемого в порах флюида. Кроме того, соленость пород растет с глубиной. Объемная масса осадочных пород обычно колеблется от $2,0$ до $2,7 \text{ г/см}^3$. С ростом объемной массы связано и увеличение горного (литостатического) давления.

5.2. ПРОЧНОСТЬ

Прочность - это способность вещества не разрушаться под действием механических сил - будь то удар молотка или воздействие долота на породу. Прочность измеряется напряжением, при котором вещество разрушается. Измеряется прочность в МПа. Прочность горной породы зависит от вида деформации. Горная порода и минералы

могут подвергаться одноосному сжатию и растяжению, деформациям изгиба и сдвига (простым видам деформации), а также нескольким деформациям одновременно (сложные виды деформации). Горные породы наиболее устойчивы по отношению к сжатию, а другим деформациям горные породы противостоят слабее; прочность на растяжение составляет менее 10% от прочности на сжатие. И действительно, из камня сложены стены неприступных крепостей, и даже конструкция арки такова, что и здесь камень в основном, работает на сжатие. Прочность горных пород на сжатие $\sigma_{сж}$, на сдвиг σ_c , на изгиб $\sigma_{изг}$ и на растяжение σ_p связаны между собой следующим соотношением:

$$\sigma_{сж} > \sigma_c > \sigma_{изг} > \sigma_p \quad (5.1)$$

Приведенное соотношение показывает, что наиболее рациональный способ разрушения горной породы на забое скважины связан с использованием деформации растяжения.

Прочность минералов на сжатие достаточно велика, хотя и колеблется в широких пределах – свыше 500 МПа у кварца до 10–20 МПа у кальцита. Прочность горных пород существенно ниже, что объясняется их неоднородностью, наличием локальных дефектов, трещиноватостью (от зияющих трещин до паутин и микротрещин). Прочность пород существенно зависит от её минерального состава, структуры и текстуры породы, глубины залегания и других. факторов.

Прочность породы уменьшается с ростом влажности, например, прочность песчаников и известняков снижается при насыщении их поровой водой на 25 – 45%, что и происходит в пластовых условиях. Особенно сильно можно снизить прочность пород, используя поверхностно-активные вещества ПАВ (эффект Ребиндера). У слоистых – т.е. анизотропных пород прочность сильно меняется в зависимости от направления действия нагрузки. Отношение прочности перпендикулярно слоям к прочности параллельно им называется коэффициентом анизотропии, который колеблется у различных пород от 0,3 до 0,8. Естественно, что у изотропных, однородных пород, например, известняков или гранитов он равен 1. Прочность пород растет по мере их погружения в недра, отражая уменьшение пористости, изменение структуры и минерального состава и благодаря напряженному состоянию, в котором порода пребывает в недрах. Например, у глин прочность возрастает от 2–10 МПа на поверхности до 50–100 МПа в зоне метаморфизма, где глины преобразуются в сланцы. В процессе разрушения долотом горной породы последняя испытывает сложные виды деформации. Учитывая это, а так же особенности процесса внедрения зубца долота в забой скважины, прочностные характеристики горной породы мало подходят для проектирования процесса её разрушения.

5.3 УПРУГОСТЬ.

В общепринятом смысле упругость – это свойство тел после снятия напряжения восстанавливать свою форму без остаточной деформации. Деформация упругих тел описывается законом Гука, т.е. относительная деформация ξ пропорциональна приложенному напряжению σ :

$$\sigma = E \cdot \xi \quad (5.2)$$

Где E - модуль Юнга, характеризует упругость тела. Классический пример упругого тела – пружина. Чем сильнее вы её растягиваете (сжимаете), тем больше она удлиняется (укорачивается). Как только вы перестаете на неё воздействовать она возвращается в первоначальное состояние (к первоначальной длине).

Наряду с модулем Юнга упругие свойства горных пород описываются коэффициентом Пуассона μ . Он является коэффициентом пропорциональности между относительными продольными и поперечными деформациями.

$$\mu = - \frac{\xi_x}{\xi_y} \quad (5.3)$$

где ξ_x и ξ_y продольная и поперечная деформация породы соответственно.

Коэффициент Пуассона для большинства минералов и горных пород находится в интервале 0,2–0,4. Исключением является кварц, у которого из-за специфики строения кристаллической решетки μ достигает 0,07.

Большинство минералов подчиняются закону Гука. Кристаллы ведут себя как упругие тела и разрушаются минуя пластическую деформацию, когда напряжение достигнет предела прочности.

В табл.23 приведены модули Юнга для некоторых горных пород, полученные при одноосном сжатии.

Таблица 23

Модули упругости некоторых горных пород

| Горная порода | Модуль Юнга $E \cdot 10^{-4}$, МПа | Горная порода | Модуль Юнга $E \cdot 10^{-4}$, МПа |
|------------------|--|---------------|--|
| Глины | 0,03 | Мрамор | 3,9–9,2 |
| Глинистые сланцы | 1,5–2,5 | Доломиты | 2,1–16,5 |
| Алевриты | 1,7–2,7 | Граниты | до 6,0 |
| Песчаники | 3,3–7,8 | Базальты | до 9,7 |
| Известняки | 1,3–8,5 | Кварциты | 7,5–10,0 |

Данные таблицы показывают зависимость модуля Юнга от минералогического состава породы. Но какую-то закономерность здесь проследить сложно. Обратим внимание на ряд факторов, от которых зависят упругие свойства пород. Породы одинакового минералогического состава, но разной степени уплотнения имеют разную упругость (чем больше уплотнение, тем больше упругость). Т.к. уплотнение горных пород растет с глубиной их залегания, модуль упругости одноименных пород также увеличивается с глубиной. Как правило модуль упругости уменьшается с увеличением пористости пород. Он также уменьшается с увеличением увлажненности пород.

Заметное влияние на упругость горных пород оказывает текстура. Обычно в породах с явно выраженной слоистостью или сланцеватостью (глинистые сланцы) в направлении перпендикулярном к сланцеватости модуль Юнга меньше, чем в направлении параллельном ей. Установлено, чем меньше размер кристаллов в горных породах, тем больший модуль упругости они имеют.

С увеличением глубины залегания горных пород возрастает температура и давление всестороннего сжатия. Под их действием такие упруго-хрупкие породы как граниты, кристаллические сланцы приобретают пластические свойства. В результате для объемного разрушения горной породы требуется большее время контакта зубца с породой, а следовательно, меньшая частота вращения долота. Таким образом, свойства горных пород влияют на выбор параметров режима бурения.

Горные породы можно подразделить на три группы:

- 1) упруго-хрупкие, подчиняющиеся закону Гука вплоть до их разрушения;
- 2) пластично-хрупкие, разрушению которых предшествует как упругая так и пластическая деформация;
- 3) высокопластичные, упругая деформация которых незначительна.

5.4. ПЛАСТИЧНОСТЬ

Под пластичностью в общем случае понимают свойства твердых пород сохранять остаточную деформацию, возникшую под воздействием внешних сил, после прекращения их действия.

Пластичность проявляется тогда, когда напряжение превысило предел упругости, и предшествует разрушению. Пластические деформации в отличие от упругих непропорциональны величине деформирующего напряжения, а растут быстрее, например, пластилин или влажная глина. Если пластические деформации растут без роста давления, то тело идеально пластично и деформируется в режиме ползучести (режиме растекающегося масла). Если рассматривать поведение вещества за долгий промежуток времени, то текучим оказывается «твердый» битум, а за геологическое долгое время текучими оказываются многие горные породы. Горные породы по пластичности разделены на шесть категорий. К первой отнесены упруго-хрупкие породы. Ко второй–пятой

категориям пластично-хрупкие породы, а шестую составляют высокопластичные горные породы. В табл. 23 приведена классификация осадочных пород по пластичности.

В недрах пластичными оказываются породы хрупкие на поверхности, потому что пластичность пород возрастает при растущих давлениях и температурах за геологически большие промежутки времени. Например, лед и сухая глина – хрупкие на поверхности, в тот же время на глубине несколько сот метров они пластичные. Этим обусловлено медленное течение ледников, галит на глубине более 500 метров выдавливается, образуя соляные купола и штоки.

Таблица 23

Классификация осадочных горных пород по пластичности

| Категория горных пород | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------|---------------------------------|---|---|--|----------------------|---|
| Коэффициент пластичности | 1 | 1÷2 | 2÷3 | 3÷4 | 4÷6 | >6 |
| Породы | Кремнистые, кварцевые песчаники | Сланцевые глины, глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, кремнистые породы | Глинистые сланцы и аргиллиты, известняки, мелкозернистые доломиты, сульфатные породы, песчаники кварцевые, алевролиты кварцевые | Известняки, доломиты, ангидриты, песчаники и кварцевые, алевролиты кварцевые | Известняки, доломиты | Глинистые мергели, известняки, доломиты |

Пористые породы пластичны за счет деформации пор и выдавливания порового флюида. На глубинах в несколько километров, пластичность появляется у перекристаллизующихся в мрамор известняков, что видно на отдельных плитках мрамора на полу коридоров университета: в некоторых истертых ногами плитках проявляется сложная пloyчатость, образовавшаяся в вязком состоянии. Песчаники, кварциты и даже граниты преобразуются в гнейсы с чертами слоистости, пloyчатости и течения, сформировавшиеся когда началось частичное плавление и размягчение пород. Пластическая деформация может скомпенсировать внешнее давление, а если нагрузку снять, то деформация сохранится. На этом свойстве основана штамповка по металлу или пластмассы.

Пластичность также проявляется в релаксации напряжений в горных породах. Например, если образец горной породы зажать в тисках, деформируя на постоянную величину, находящуюся в пределах области упругой деформации, и оставить в таком положении на длительное время, то постепенно сила противодействия сжатой породы будет уменьшаться, а её деформация перейдет из упругой в пластическую. Вынув этот образец из тисков, мы обнаружим на нем вмятину (остаточную деформацию).

Еще одно важное проявление пластичности – это ползучесть горных пород, т.е. непрерывный рост деформации при постоянном нагружении. Она проявляется при продолжительном действии постоянной нагрузки, даже если напряжение в породе меньше предела упругости. Наглядной иллюстрацией этого является следующий опыт. Если на образец горной породы поставить гирю и оставить её на продолжительное время, а потом снять, на поверхности образца останется след. Из осадочных горных пород значительной ползучестью обладают глины, глинистые сланцы, аргиллиты, некоторые известняки.

Ползучесть горных пород является одной из причин неустойчивости стенок скважин в процессе бурения, что серьезно затрудняет проводку скважины.

5.5. ТВЕРДОСТЬ

Под твердостью понимается способность тела (горной породы) оказывать сопротивление внедрению в него другого тела. Существуют различные методы определения твердости. В минералогии твердость – это относительная способность царапать один кристалл другим: какой кристалл царапает, тот тверже. На этом основана шкала относительной твердости Мооса. Более объективно твердость определяют по глубине царапины на кристалле от пирамидки алмаза под определенным давлением. Однако эти и другие методы не отражают специфики разрушения горной породы на забое скважины зубцами шарошечного долота.

При бурении породоразрушающий инструмент контактирует с горной породой не по всей поверхности забоя, а лишь на отдельных участках. Через зубья долота на породу действует локальное давление, которое породу деформирует и разрушает. Происходит вдавливание зубца и скалывание породы. Поэтому в науке о бурении под твердостью, по предложенной в МНИ им И.М. Губкина проф. Л.А. Шрейнером методике, понимают способность горной породы сопротивляться внедрению в неё цилиндрического штампа с плоским основанием. Иными словами это давление, при котором происходит разрушение породы:

$$P_{ш} = \frac{P^*}{F_{ш}} \quad (5.4)$$

где:

P^* – нагрузка на штамп в момент разрушения породы;

$F_{ш}$ – площадь плоского основания штампа.

Для определения твердости по штампу снимается деформационная характеристика породы на специальной установке. При этом диаметр основания штампа должен быть таким, что бы под его плоским основанием разместилось не менее 6–7 минеральных зерен

испытуемой породы. Подготавливают опытный образец горной породы с двумя параллельно отшлифованными гранями. Испытания проводят на специально оборудованном прессе, с помощью которого штамп вдавливают в горную породу. Установка позволяет определить нагрузку на штамп и глубину его внедрения в образец горной породы. Методика испытания предусматривает ступенчатое увеличение нагрузки на штамп с одновременным замером деформации. По результатам испытаний строят кривую зависимости деформации δ от нагрузки P . По кривым $\delta(P)$ можно определять деформационные свойства горных пород, в том числе и твердость.

Различные типы горных пород характеризуются различными деформационными зависимостями $\delta(P)$.

Рассмотрим эти диаграммы.

1. Упруго-хрупкие породы (рис. 5.1).

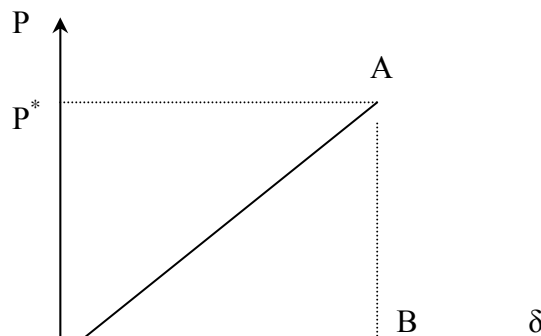


Рис. 5.1.
Диаграмма
разрушения
упруго-
хрупких пород

ни проходят стадии упругих напряжений (ОА) и сразу разрушаются. Таковы гранит, кварц. Площадь треугольника ОАВ характеризует работу упругих сил достаточных для разрушения породы.

2. Пластично – хрупкие породы.

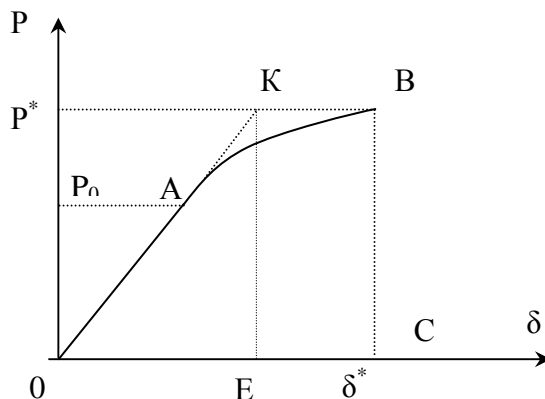


Рис. 5.2. Диаграмма
разрушения
пластично-
хрупких пород

Разрушение происходит в области пластических деформаций (AB) в т. В. Эта область граничит с областью упругих деформаций в т. А. Напряжение в этой точке называется пределом текучести P_0 . К этой категории пород относятся, в частности, алевролиты, известняки, ангидриты, доломиты и песчаники.

Характеристикой пластичности породы является коэффициент пластичности. Он равен отношению всей работы до хрупкого разрушения породы (площадь ОАВС) к работе упругих деформаций (площадь ОАЕ).

$$K_n = \frac{S_{OABC}}{S_{OAE}} \quad (5.5)$$

Очевидно, что K_n всегда больше единицы, и только для упруго-хрупких пород он равен единице.

Для пород первого и второго типа на участке упруго деформации ОА можно приближенно определить модуль упругости этих пород по формуле:

$$E = \frac{0,94 \cdot P^*}{\delta^*}$$

$$\overline{F_{ш} \cdot \delta^*} \quad (5.6)$$

где:

δ^* - деформация в момент разрушения горной породы;

3. Высокопластичные породы обычно не дают хрупкого разрушения при вдавливании штампа (т.к. возможная величина деформации ограничена небольшой длиной штампа). В действительности такие породы разрушаются хрупко, но величины деформации до хрупкого разрушения у них весьма велики. Такие породы, как правило характеризуют пределом текучести (A_0) и модулем упругости. За твердость таких пород условно принимают предел текучести. Очевидно коэффициент пластичности для этих пород очень велик и принимается равным бесконечности.

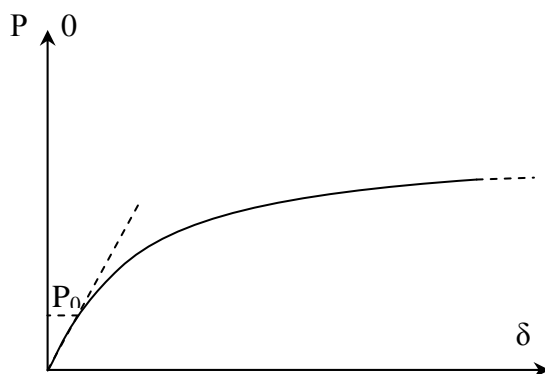


Рис. 5.3. Диаграмма разрушения высокопластичных пород

В результате изучения горных пород путем вдавливания штампа разработана их классификация по твердости для нужд бурения. Все породы делятся на 12 категорий. В категориях 1–4 оказались высокопластичные глины и аргиллиты, в 5–8 – пластично-хрупкие алевролиты, песчаники и известняки и в 10–12 – упруго-хрупкие кварциты, кремнистые и изверженные породы. В табл. 25 приведена классификация основных горных пород по твердости.

Таблица 25

Классификация горных пород по твердости

| Породы | Категории | Твердость, МПа |
|---|-----------|----------------|
| Глина, глинистые мергели и сланцы | 1 | <100 |
| | 2 | 100–250 |
| Аргиллиты, гипсы, ангидриты | 3 | 250–500 |
| | 4 | 500–1000 |
| Алевролиты, песчаники, известняки, доломиты | 5 | 1000–1500 |
| | 6 | 1500–2000 |
| | 7 | 2000–3000 |
| | 8 | 3000–4000 |
| Кварциты, кремнистые породы | 9 | 4000–5000 |
| | 10 | 5000–6000 |
| | 11 | 6000–7000 |
| | 12 | >7000 |

В табл 26 приведены свободные характеристики ряда горных пород по твердости и пластичности (табл.26).

Таблица 26

Характеристики твердости и пластичности горных пород

| Порода | Твердость, МПа | Коэффициент пластичности |
|-----------------------------------|-------------------|-----------------------------|
| Бентонитовая глина влажная | 0–200 | 8 |
| Высокопластичная глина влажная | 0–200 | 8 |
| Мергель глинистый | 0–200 | 8 |
| Мел | 0–200 | 8 |
| Каменная соль | 0–200 | 8 |
| Песчаник мелкозернистый пористый | 200–700 | 1,3–4,2 |
| Аргиллит | 200–750 | 1,3–3,3 |
| Гипс | 250–400 | 1,8–3,7 |
| Алевролит пористый | 300–700 | 1,5–2,1 |
| Песчаник мелкозернистый глинистый | 500–950 | 1,3–2,4 |
| Известняк пелитоморфный пористый | 1200–2000 | 2,0–5,0 |
| Ангидрит | 1050–1400 | 2,1–4,3 |
| Песчаник с гипсовым цементом | 1400 | |

Заключение.

Экология нефтегазовой промышленности

Знойный день в степи. Тишина. Запах полыни. Дрожит земля - глубокая скважина вгрызается в недра. Она уже прошла рубеж 5 км. Скрежешут трубы, гудит силовой привод. Дымят трубы дизельной установки. Буровые скважины, вскрывая глубокие слои, искажают картину литостатических давлений, привносят в недра новые, чужеродные вещества и выносят исходные. В процессе бурения и разработки месторождений искажается картина температурных полей, вибрация и взрывы сотрясают недра.

Двадцатое столетие ознаменовалось осознанием того, что человечество стало одним из самых динамичных и активных факторов преобразования облика планеты. Различные исследователи по-разному обсуждали эту новообразованную и постоянно растущую очеловеченную оболочку Земли. Однако не прошло и столетия, как человечество от безудержного стремления к покорению природы Земли пришло к осознанию хрупкости окружающего мира и глубинной взаимосвязи человека и природы. В последние десятилетия многие экологи указывали на <пределы роста> технической цивилизации. Характерны результаты Всемирного экологического конгресса в Рио-де-Жанейро <Повестка дня на XXI век>, где прямо указывается, что современный способ производства и сопутствующее ему техногенное воздействие на природу ведет человечество в тупик: человечество оказалось перед лицом разномасштабных катастроф, предотвратить которые можно только изменив отношение к природе, к промышленности, и в конечном счете к самому себе. Только обновленное и просвещенное человечество, вступая в XXI век имеет шанс на выживание и достойное продолжение свой вселенской миссии.

Рассмотрим место нефтегазовой промышленности с энергетических позиций. Потребляемую человечеством энергию можно разделить на три категории. Возобновляемая энергия - энергия, непрерывным потоком приходящая от Солнца, реализуемая на Земле, употребляемая человечеством через работу воды, ветра и непосредственно, как солнечное тепло. При ее использовании изменяется энергетический баланс отдельных участков поверхности, но не нарушается энергетический баланс Земли в целом - ни во времени, ни в пространстве. Невозобновляемая энергия - это также солнечное тепло, некогда излившееся на Землю и зафиксированное в осадочных породах; человечество умеет извлекать это окаменевшее тепло из угля и сжиженное - из нефти и газа. Используя его, мы нарушаем тепловой баланс во времени и в пространстве, если брать их ограниченно, но в целом для Земли за последние, например, 0,5 млрд. лет баланс не нарушается. Атомная энергия - совсем иной породы: это то, что осталось от момента <Большого взрыва>, недоиспользовано

в момент <создания мира>, своего рода <крохи с рабочего стола Творца>. Применение атомной энергии - коренное изменение баланса энергии и вещества и в пространстве и во времени.

С созданием нефтегазодобывающей промышленности человечество вовлекло в круговорот биосферы гигантский объем новых специфических веществ. Геохимические и, особенно, биогеохимические процессы на Земле теперь принципиально и необратимо другие, чем были 200 лет назад. Полностью преодолеть вредные для человечества последствия промышленности - значит демонтировать ее, ибо безотходных производств быть не может. В общем объеме техногенного воздействия на природу роль нефтяной и газовой промышленности одна из самых мощных, энергоемких и планетарных отраслей промышленности. Нефтегазовая промышленность - отрасль активнейшего вторжения в недра, оккупации всей поверхности планеты и изменения ее газовых оболочек. Для этих вторжений нет ни государственных, ни географических границ, это процесс планетарный. Рассмотрим их в рамках оболочек Земли, отметив лишь наиболее значительные.

1. Литосфера резкое ускорение миграции флюидов, изменение состава снижение температуры и давления подземного флюида приводит к коренному изменению происходящих в недрах физико-химических процессов. Отбор и закачка его в недра вызывает изменение вещественного баланса, перепады давлений, нарушение изостатического равновесия и тем самым даже повышает тектоническую сейсмическую активность недр (рис. 6.1). Так, например, катастрофический взрыв газа в поврежденном трубопроводе, приведший к многочисленным жертвам в Башкирии приурочен к месту, где трубопровод пересекает разлом. Вообще большинство разрывов трубопроводов приурочено к местам их пересечений с разломами, активность которых оказалась очень большой. Просто здесь в Башкирии погибли люди и катастрофа стала известной: изоляция трубопровода, с которой связали катастрофу была нарушена повсеместно, но разрывы чаще бывают на разломах. Поэтому проблема катастроф трубопроводов становится проблемой конфликта человек - структура земной коры. Предупреждение таких катастроф требует изучения

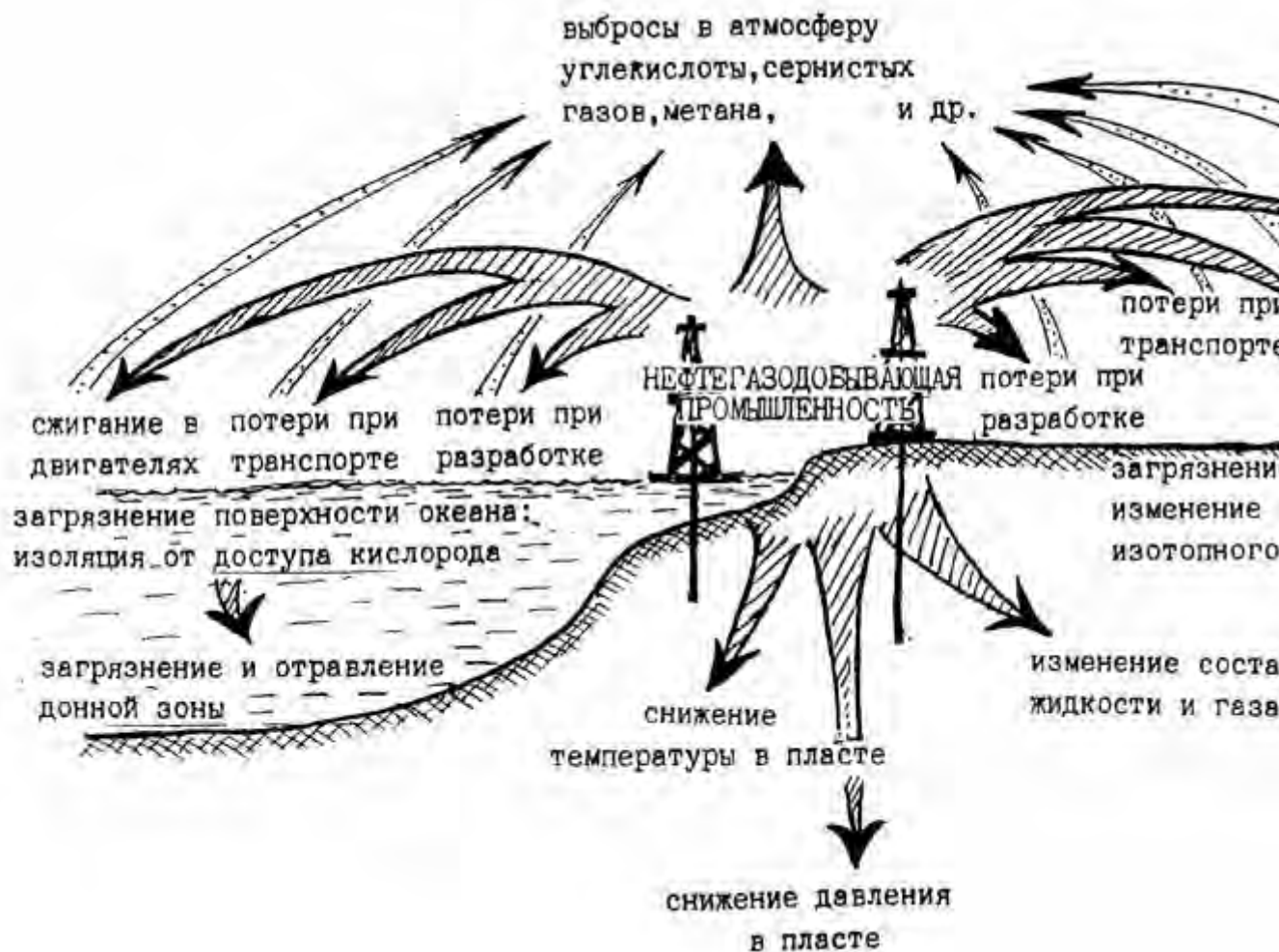


Рис. 6.1. Воздействие нефтегазодобывающей промышленности на биосферу Земли.

2. На поверхности суши происходит коренное изменение микроэлементного и изотопного состава поверхности планеты, засорение ее битумом, свинцом и т.д. Игнорирование неоднородностей жизни на поверхности Земли приводит к трагическим последствиям. С одной стороны, трубопроводы стали центром геоморфологических бедствий будучи центром эрозии, а с другой - эти бедствия усиливаются благодаря реакции на них земной коры, о чем говорилось выше. Участки загрязненной на десятилетия Земли пунктиром отмечают все нефтепроводы, эти пунктиры видны на космических снимках.

3. Океан и особенно его поверхность оказывается в зоне высокого риска из-за аварий танкеров. Биосфера океана реагирует на загрязнение вод, особенно поверхности, массовой гибелью животных, упрощению их видового состава наряду с повышением числа мутаций. В придонном слое, куда опускаются тяжелые нефтепродукты, тоже происходит гибель организмов; вследствие чрезвычайно высокой химической устойчивости органических соединений

области загрязнений сохраняются очень долго, а на поверхности растекаются на гигантские территории.

4. Атмосфера реагирует на нефтехимическое загрязнение мгновенно: мы чувствуем вонь от проехавшего автомобиля, но возникает и долговременная реакция: парниковый эффект, который может наступить из-за увеличения количества углекислоты в атмосфере - результат чрезмерного сжигания нефти и газа (рис. 6.2).

Решение того или иного противоречия невозможно на уровне этого противоречия. Проблема, по сути своей техническая - снижение нефтегазовой промышленности - не может быть решена только технически. Ее решение возможно в плоскости интеллектуальной (рис. 6.3). Этот уровень определяется уровнем просвещения всего населения, поэтому в центре схемы поставлен Учебный Институт. Только через совершенствование технологии, рост культуры производства и осознание места и ответственности Инженера можно найти пути к преодолению существующих предкризисных состояний. Общий вывод из сказанного был известен шумерам пять тысяч лет тому назад: главная задача человечества -- обучение своих собственных детей. А чисто технические усилия слишком часто оборачиваются бедствием для будущего.

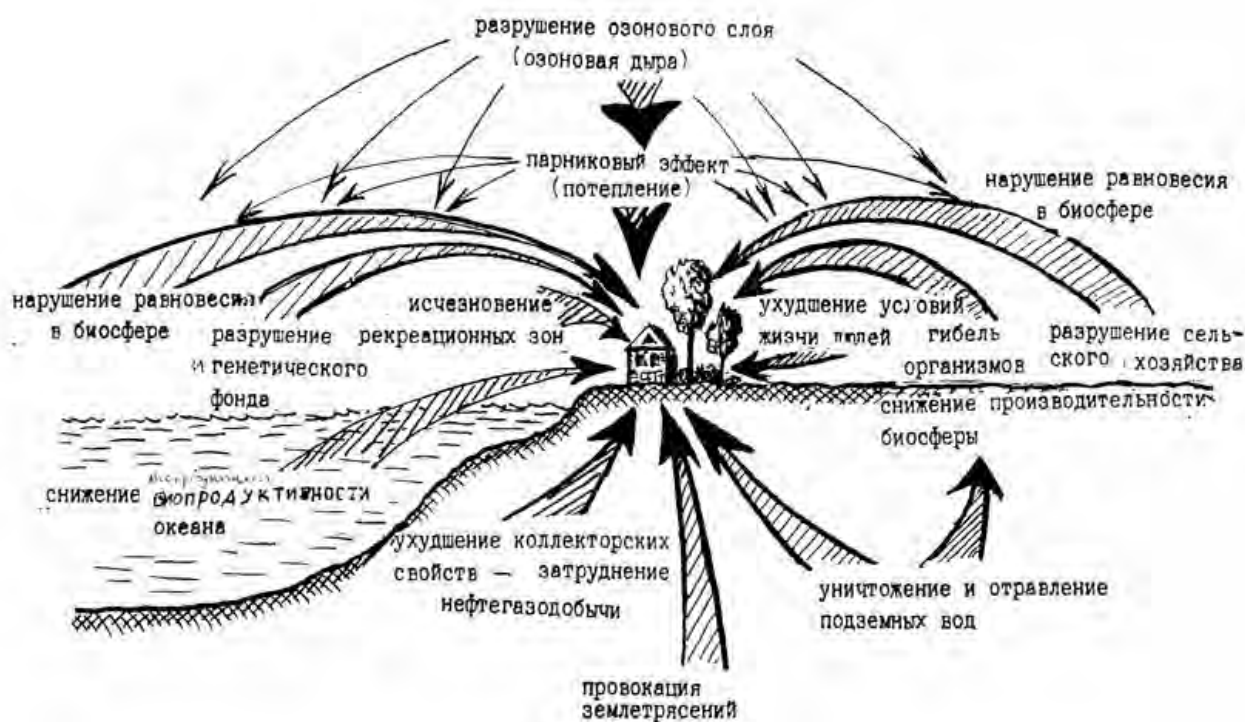


Рис. 6.2. Негативные реакции биосферы Земли на воздействие

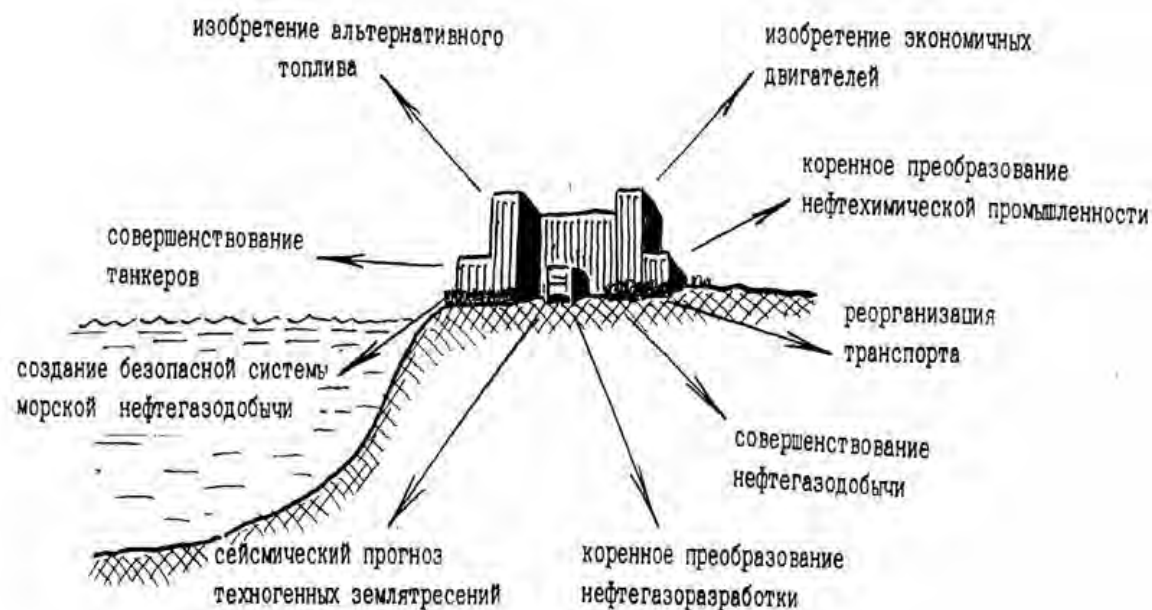


Рис. 6.3. Пути паллиативного решения противоречий между нефтегазодобывающей промышленностью и биосферой Земли

ЗАДАЧКА ПРО МОЛЕКУЛЫ, СТАКАН ВОДЫ И МИРОВОЙ ОКЕАН

В школьных учебниках есть задачка, которая имеет важное экологическое значение и даже религиозное следствие.

Если в стакане воды пометить все молекулы, а потом его выплеснуть, а лет через 10, когда вся вода на Земле перемешается, снова зачерпнуть стакан в любом месте, то сколько молекул воды, побывавших в первом стакане, окажется в последнем?

Разделим задачку на ряд вопросов.

1. Сколько молекул воды N в гидросфере, объем которой

$$V = 1,3 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$$

$$\rho - \text{плотность воды} = 10^3 \text{ кг/м}^3$$

$$\mu - \text{молярная масса воды} = 18/\text{кг моль}$$

$$N_A - \text{число Авогадро} - \text{то есть количество штук молекул в 18 кг воды} = 6 \cdot 10^{26} \text{ молекул/кг} \cdot \text{моль}.$$

$$N = \rho \cdot V \cdot \frac{1}{\mu} N_A,$$

$$\text{где } N = 10^3 \text{ кг/м}^3 \cdot 1,3 \cdot 10^{18} \text{ м}^3 \cdot \frac{1}{18/\text{кг моль}} \cdot 6 \cdot 10^{26} \text{ молекул/кг} \cdot \text{моль} = 4 \cdot 10^{46} \text{ молекул}$$

2. Сколько молекул в двухсотграммовом стакане воды n_l объема

$$v = 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3?$$

$$n_l = \rho \cdot v \cdot \frac{1}{\mu} N_A = 10^3 \text{ кг/м}^3 \cdot 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3 \cdot \frac{1}{18/\text{кг моль}} \cdot 6 \cdot 10^{26} \text{ молекул/кг} \cdot \text{моль} = 7 \cdot 10^{24} \text{ молекул}$$

3. Какую часть α составляют молекулы из стакана в гидросфере? Или какая часть составляет объем воды в стакане?

$$\alpha = \frac{v_l}{V} = \frac{2 \cdot 10^{-4}}{1,3 \cdot 10^{18}} = 1,5 \cdot 10^{-22}$$

4. Сколько же молекул n_3 в последнем стакане из первого?

$$n_3 = N \cdot \alpha = 4 \cdot 10^{46} \cdot 1,5 \cdot 10^{-22} = 6 \cdot 10^{24} = 10^3, \text{ то есть примерно одна тысяча.}$$

Вспомнив, что мы выпиваем в день 3 л воды, подсчитаем, сколько всего молекул мы выпиваем в месяц, год, за всю жизнь. Подсчитайте, сколько молекул, побывавших, например, в Наполеоне (1769-1821), побывало в нас? А сколько сейчас в Вас молекул, побывавших в Наполеоне?

«ОН ЗАВЕЩАЛ НАМ НООСФЕРУ».

Александр Леонидович Яншин.

Беседа о В.И. Вернадском. 28 июля 1999 г.

Об авторе

9 октября в возрасте 88 лет ушел из жизни академик, вице-президент Академии наук России Александр Леонидович Яншин. Он был одной из самых крупных фигур в мировой науке второй половины XX века. Для тех, кто понимает, что природа - драгоценный дар, он - глава «Комиссии Яншина», которая сумела противостоять безумному «Проекту века» - переброске северных рек на юг. В геологию он пришел в конце двадцатых годов, и с тех пор там, где работал А.Л. Яншин, вырастали рудники, заводы, города. Велика роль Яншина в организации издательского дела Академии наук. Последние годы жизни он отдавал много сил и души исследованию и публикации трудов великого естествоиспытателя, академика Владимира Ивановича Вернадского. 28 июня 1999 года во время геологической практики группу студентов первого курса геологического факультета принял в Нескучном саду, в Президиуме Академии наук РФ академик Яншин и рассказал о В.И. Вернадском и об экологии. Студенты записали рассказ Александра Леонидовича, и расшифрованную запись передали ему. Он сделал в ней необходимые пометки и, возвращая текст, тепло вспоминал прошедшую встречу, шутил и обещал снова повидаться с полюбившимися ему студентами-геологами. Не успел. Получилось так, что его подпись под текстом стала последней. Поэтому сказанное им слово стало его завещанием студентам нашего университета.

БЕСЕДА А.Л. ЯНШИНА О В.И. ВЕРНАДСКОМ,
СО СТУДЕНТАМИ РГУ НЕФТИ И ГАЗА ИМ. И.М. ГУБКИНА
28 ИЮНЯ 1999 Г.

С большим удовольствием я расскажу вам о Владимире Ивановиче Вернадском, потому что давно, еще с 1960 года, занимаюсь его творчеством, когда вас еще не было на свете. Я являюсь председателем специальной комиссии Президиума Академии наук по разработке научного наследия академика Вернадского. Главная наша задача - это выполнение решения Президиума Академии наук об издании Полного собрания его сочинений. Мы издали уже семь томов. Но сначала мы издали библиографию Вернадского - вот эту книжечку. Первая ее половина - это работы самого Вернадского, а вторая половина - это работы других авторов о нем и о его творчестве, в том числе и работы вашего профессора П.В.Флоренского. Я думаю, без подготовки библиографии нельзя было работать, это было необходимо для подготовки Полного собрания сочинений.

Вернадский был несомненно самым крупным отечественным ученым в области естествознания конца прошлого и первой половины нашего века. Он родился в 1863 году, если по новому стилю, то 12 марта. Он умер в Москве в своей квартире 6 января 1945 года, не дождавшись четырех месяцев до окончания Великой Отечественной войны.

Вернадский начинал как почвовед в экспедициях своего любимого учителя, основателя современного почвоведения, профессора Василия Васильевича Докучаева. Самые ранние его работы были посвящены почвам Нижегородской (1882 и 1884) губернии, потом Полтавской губернии (1893). Докучаев преподавал, создавал почвоведение как минералогию и Вернадский увлекся минералогией. После окончания Санкт-Петербургского университета (1885) он был отправлен за счет университета, тогда такие вещи практиковались, на целый год за границу продолжать свое образование в университеты Парижа и Берлина. Во время следующей командировки в Европу (1888-1890), он встретился с академиком Алексеем Петровичем Павловым, куратором Московского университета в области геологии, который пригласил его преподавать в Московском университете; и с 1891 года по 1911 - двадцать лет - Вернадский преподавал там минералогию и кристаллографию. За это время он раз пять издавал обновленные учебники по минералогии и кристаллографии, печатал большое количество статей по этим проблемам, защитил по кристаллографии магистерскую (1891) и докторскую (1897) диссертацию. Докторская работа «Явления скольжения кристаллического вещества». ни разу не переиздавалась и сейчас готовится нами к публикации.

В конце девяностых годов Вернадский начал заниматься геохимией, то есть историей атомов в земной коре. В геохимии он дал одно ответвление в сторону радиогеологии, радиогеохимии, а другое - в сторону геохимии живого вещества. Он был первым в России, кто обратил внимание на открытие на рубеже двух веков радиоактивности и в декабре 1910 года на общем собрании Академии наук произнес речь «Задачи дня в области радия». В этой речи он впервые в мире предсказал, что человек научится управлять скоростью радиоактивного распада и получит в свои руки такой мощный

источник энергии, с которым несравнимы ни пар ни электричество. И тогда же начал испрашивать деньги для организации экспедиции для поисков урановых руд, и сам выезжал в разные места в эти экспедиции. И в 1916 году, уже во время Мировой войны, поиски увенчались успехом: в Фергане, недалеко от города Ош, было найдено первое в тогдашней России урановое месторождение, названное Тюя-Муюнское («Шея Верблюда»). Из руд именно этого месторождения, уже после революции, в 1918 году, были получены в Перми первые миллиграммы отечественного радия. До конца жизни Вернадский продолжал возвращаться к радиевой теме; в 1939 году, когда немецкими учеными было доказано, что облучение урана потоком нейтронов вызывает резкое ускорение разложения, он стал писать докладные записки о необходимости широкого развертывания соответствующих работ и изучения возможности выделения изотопов урана, особенно подверженных облучению нейтронами. По этим запискам были организованы лаборатории в Ленинграде, в Институте физических проблем, и в Москве. На базе лаборатории в Москве уже во время войны был организован Курчатовым институт атомной энергии, которым тот и руководил до конца своей жизни. Это одно направление.

Второе. Живое вещество. Он сам писал, что начал изучать живое вещество в 1916 году. Живым веществом он называл совокупность всех животных и растений, живущих в данный момент на Земле, от бактерий до человека. Он определял полный химический состав различных организмов, рассчитывал энергию, которую через зеленые растения получает Земля от Солнца, подсчитывал, как эта энергия распределяется, сколько расходуется животными на движение, на размножение, сколько идет на то, чтобы живое вещество выветривало горные породы, а сколько живого вещества захороняется под осадками в морях, в океанах, в озерах. Все эти цифры были вычислены.

Еще во время Первой русской революции 1905 года Вернадский увлекся политической деятельностью. Он был одним из основателей партии кадетов – конституционных демократов. Поэтому в 1917 году, после Октябрьской революции, когда начались аресты кадетов, получив командировку от Академии наук на Украину, уехал сначала в Полтавскую губернию, где у него было небольшое наследственное имение Шишаки, на реке. Потом его пригласили в Киев, где в годы Гражданской войны осенью 1918 года он организовал Украинскую Академию наук, и был 27 ноября единогласно избран ее первым президентом. Потом начались скитания ученого. Он поехал в сентябре 1918 года в Ростов на Дону выпрашивать деньги на существование Академии в правительстве при штабе А.И. Деникина. А в это время началось наступление Красной Армии. Киев заняли, он не смог туда вернуться, поехал через Новороссийск в Крым, по дороге заразился сыпным тифом, тяжело болел, а по выздоровлении его пригласили в Симферополь, в Таврический университет преподавать геохимию, а позже он стал ректором этого университета.

Везде, где он работал, – в Киеве, в Ялте, в Симферополе, он везде пытался налаживать и налаживал точные анализы химического состава различных организмов. Обычно биохимики изучали содержание в живом веществе только основных элементов: кислорода, водорода, азота, а его

интересовало содержание всех элементов таблицы Менделеева, что он и изучал. Например, он нашел, что во мхах под Киевом есть небольшие содержания никеля и кобальта, что в теле мышей, там же, под Киевом, существуют небольшие количества сурьмы.

От живого вещества в начале двадцатых годов он перешел к исследованию той оболочки Земли, в которой существует живое вещество и которой австрийский геолог Эдуард Зюсс дал название «биосфера». Но Зюсс не расшифровывал это понятие, а Вернадский создал цельное учение о строении биосферы Земли, о ее химическом составе, составе живого вещества, о влиянии живого вещества на мертвые породы, процессы распределения энергии живого вещества в биосфере. Все это было изучено, опубликовано в 1926 году в монографии «Биосфера» и в целом комплексе статей. Один из изданных нами томов «Живое вещество и биосфера», 60 печатных листов.

Очень важно сказать, что в середине тридцатых годов Вернадский изменил многие свои представления о биосфере. Первоначально он считал, что жизнь вечна, и что она везде где-нибудь существует, а на Землю принесена из космоса, скорее всего с Венеры, температура поверхности которой тогда оценивалась в 50-60 градусов. Потом, когда стали синтезировать многие органические вещества, неотличимые по химическому составу от биогенных, например, аминокислоты путем нагревания, или пропускания электрического тока через смесь углекислого газа, аммиака и метана (они образуются во время гроз в облаках, обнаружены в вулканических пеплах), Вернадский в целом отказался от своей первоначальной точки зрения и признал абиогенез, то есть происхождение живого из неживого у нас, здесь на Земле, и подчеркивал свою уверенность в абиогенезе и в том, что жизнь возникла сразу. Различаются же абиогенные органические вещества от биогенных не по химическому составу, а по структуре молекул. Все живые организмы обладают асимметричным строением молекул. Вероятно, жизнь началась после какого-то толчка в ранней истории Земли, после какой-то асимметричной причины, которая вызвала появление асимметричных молекул живого вещества. Я предполагаю, что этой причиной было появление магнитного поля Земли, о чем я опубликовал работу. Первоначально холодная Земля, состоявшая из космической пыли и крупных обломков так называемых планетоземалий, не имела магнитного поля. Потом, в результате притяжения, началось сжатие и частичное плавление и дифференциация вещества с погружением тяжелых элементов к центру Земли, образование твердого внутреннего ядра Земли и более пластичного внешнего, по которому началось проворачивание мантии Земли со всеми вышележащими оболочками. Это и был момент появления дисимметричного магнитного поля, которое имеет северный и южный полюсы, а я предполагаю, что именно в этот момент часть молекул органического вещества приобрела дисимметрию и получила способность к размножению.

В поздние годы жизни В.И. Вернадский пересмотрел свои представления о биосфере, но эти работы долго не публиковались. После его смерти началось издание шеститомника его сочинений, но туда не вошли хранившиеся в архивах рукописи. Они стали издаваться только после снятия

Хрущева, когда значительно ослабла идеологическая цензура, с 1965 года. Тогда смогли издать «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», подготовленное к печати Кириллом Павловичем Флоренским. А также работу о биологическом времени, которое он считал отличным от физического.

Последнее. Когда Вернадский принял эволюционную точку зрения, то стал считать воздействие человека на биосферу закономерным этапом ее эволюции, и этот новый этап, к которому мы приближаемся, назвал ноосферой. Этот термин был предложен французским ученым Ле-Руа, который слушал лекции Вернадского в Париже. По Ле-Руа, ноосфера - это будущее состояние биосферы, разумно преобразованной научной мыслью человека для удовлетворения всех его материальных и духовных потребностей. Вернадский не успел написать полное учение о ноосфере и опубликовал лишь кратенькую статью «Несколько слов о ноосфере». Более подробно он изложил свои представления о ноосфере в работе «Научная мысль, как планетное явление». Это его замечательная работа, где он подвел итог своим раздумьям. Недавно ее удалось издать и на английском языке. Она является завершением его могучего творчества. Не сейчас, а через несколько курсов, когда вы будете кончать свой Университет, я вам очень рекомендую прочитать эту работу. Ее нужно читать несколько раз, и находить в ней все новое и новое. Я желаю вам удачи.