

Министерство науки и высшего образования
Российской Федерации
Томский государственный университет
систем управления и радиоэлектроники

А.Г. КАРТАШЕВ

Геофизика и геохимия
окружающей среды

Учебное пособие

Томск
Издательство ТУСУРа
2019

УДК [550.47+550.3](075.8)

ББК 26.301я73+26.20я73

К270

Рецензенты:

Захарченко А.В., д-р биол. наук,

Кирпотин С.Н., д-р биол. наук

Карташев, Александр Георгиевич

К270 Геофизика и геохимия окружающей среды : учеб. пособие /
А.Г. Карташев. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и ра-
диоэлектроники, 2019. – 122 с.

ISBN 978-5-86889-842-6

Представлены научные и прикладные аспекты геофизики и геохимии
окружающей среды.

Для преподавателей и студентов, специализирующихся в области эколо-
гии и техносферной безопасности.

УДК [550.47+550.3](075.8)

ББК 26.301я73+26.20я73

ISBN 978-5-86889-842-6

© Карташев А.Г., 2019

© Томск. гос. ун-т систем упр.
и радиоэлектроники, 2019

Введение

Геофизика – комплекс наук, изучающих физические свойства Земли и физические процессы в твердой, жидкой и газообразной оболочках: литосфере, гидросфере, атмосфере. Предметом геофизики является Земля с ее оболочками. Основной целью этой науки является изучение физических закономерностей развития Земли и предсказание изменений геофизических процессов во времени и в пространстве. Современная геофизика взаимодействует с астрофизикой Солнечной системы, космохимией, геохимией и геологией. Изучение внутреннего строения Земли и планет, а также их эволюции является одной из центральных задач современной науки. Водная и воздушная оболочки нашей планеты, как и твердая кора, – это вторичные продукты развития Земли. Все элементы коры сформировались из недр планеты на протяжении геологической истории. Чтобы лучше понять, как устроены наружные оболочки Земли, геофизическими методами исследуется строение земных недр.

Геохимия изучает химическое строение Земли, химические процессы, протекающие в ее недрах и на поверхности. Большое внимание уделяется исследованию миграции химических элементов в биосфере и их роли в эволюции биосистем.

Антропогенное перемещение веществ и создание новых химических соединений привело к формированию экологической химии. В задачи экологической химии входит изучение антропогенного влияния химических элементов на экосистемы, сообщества и популяции растений, животных и человека. В зависимости от типа экосистем рассматривается химическое загрязнение литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Разрабатываются экологические нормативы для химических соединений, проводится мониторинг токсичности и уровня загрязнений. Синтезированные человеком новые химические соединения оказывают влияние на здоровье людей и эволюционные процессы. Геохимия является базовой областью развития современных экологических знаний.

1. Геофизика

1.1. Методы геофизических исследований

Геофизические исследования начались в XVII–XVIII вв. Их основоположниками являлись И. Ньютон (теория океанических приливов и отливов), А. Клеро, П. Лаплас, русский математик Л. Эйлер и др. Внутреннее строение Земли, силы тяжести исследовал М.В. Ломоносов. Атмосферное электричество изучал Дж. Гильберт, магнитное поле – Галилей. Длительное время геофизические исследования развивались в рамках астрономии, физики, математики и смежных наук. В середине XIX в. геофизика определилась как самостоятельная наука, накопилась обширная база геофизических наблюдений. Начались активные исследования сейсмических процессов, крупный вклад в которые внес русский академик Б.Б. Голицын. Большое значение в понимании геофизических, географических процессов имела гипотеза тектоники материковых плит, предложенная немецким геофизиком Альфредом Вегенером. Материки как бы плавают на полурасплавленном основании Земли, которое находится на глубине от нескольких десятков до нескольких сот километров. Важную роль в изучении тепловых процессов внутри Земли сыграли результаты исследований в области радиоактивности П. и М. Кюри, Резерфорда, Вернадского и др.

Современный период развития геофизики характеризуется интенсивным международным сотрудничеством и внедрением эффективных методов исследований. С помощью космической техники получены новые данные о структуре геофизических полей, радиоактивных поясах, о физике атмосферы. Перспективные методы геофизики используются при разведке полезных ископаемых, ресурсах океана, прогнозировании урожайности сельскохозяйственных культур и землетрясений.

В XVII веке Ньютон и Гюйгенс высказали предположение, что Земля не идеальный шар, а сфероид или эллипсоид вращения. На самом деле форма Земли не сфероид, более близкая модель – геоид. Сейчас установлено, что Северный полюс Земли выше

Южного на 30 м. Земля – одна из девяти планет Солнечной системы. Солнце – рядовая звезда галактики, вокруг которой вращается Земля. Галактика, или система Млечного пути, входит во Вселенную. Положение Земли в Солнечной системе определил Коперник (гелиоцентрическая система мира). Земля и другие планеты Солнечной системы движутся вокруг Солнца по эллиптическим орбитам, плоскости которых практически совпадают.

Геофизические методы, посредством которых изучают внутреннее строение Земли, основаны на ее физических свойствах (упругие колебания, гравитационное поле, магнитное поле, электропроводность и тепловой режим). К ним относятся сейсморастворка, гравиметрия, магнитометрия, электрометрия, тепловая съемка. Важнейшей чертой геофизики как науки, использующей физические методы для изучения Земли, является возможность применения теоретических методов. Геофизика как отрасль естествознания основана на экспериментальных данных, но все данные косвенные. Только теоретический анализ геофизических данных позволяет делать выводы о тех или иных свойствах земных недр. В геофизике большей частью эксперимент ставит природа. Сейсмические волны проявляются при землетрясениях, электромагнитное зондирование связано с электромагнитными бурями в верхних слоях атмосферы. Таким образом, геофизик должен дожидаться землетрясения или электромагнитной бури, изучить сигнал, проанализировать, сделать выводы, что и объясняет сложность геофизического эксперимента. В качестве сейсмических волн используют искусственный взрыв, например при сейсмической разведке полезных ископаемых, особенно нефти.

Аналогичные идеи лежали в основе творчества академика Григория Александровича Гамбурцева (1903–1955), который стремился перейти от природного эксперимента к искусственному опыту. Он предложил и развил метод зондирования наружных слоев Земли с помощью сейсмических волн, генерируемых большими зарядами взрывчатых веществ, – глубинное сейсмическое зондирование. Ученый предложил просвечивать очаговые зоны землетрясений с помощью искусственных взрывов, чтобы выявлять возможные изменения свойств таких зон и на их основе предсказывать землетрясения. Гамбурцев высказал идею

разработки механических источников возбуждения сейсмических волн.

По мере роста энергопотенциала цивилизации можно перейти к глобальному искусственному эксперименту в геофизике. Пока искусственный эксперимент позволяет изучать только наружную кромку Земли. Энергия, выделяемая при землетрясениях, во много тысяч раз превосходит энергию искусственных взрывов и позволяет прозондировать всю Землю в целом. Геофизическое исследование комплексное и ведется одновременно различными методами [1, 2].

1.2. Сейсмические методы исследования Земли

Сейсмология, одним из основателей которой является русский физик и геофизик академик Борис Борисович Голицын (1862–1916), – наука о землетрясениях и сейсмических волнах. С помощью сейсмических методов производится измерение и анализ движений, которые регистрируются сейсмографами на поверхности твердой Земли. Сейсмические волны – низкочастотные звуковые волны в твердой упругой Земле. Волны подразделяются на объемные и поверхностные. Объемные волны существуют двух типов: продольные и поперечные. Продольные волны – упругие волны сжатия, поперечные волны – упругие волны сдвига. Распространение объемных волн в упругой Земле подобно распространению световых лучей в оптических средах. Продольные и поперечные сейсмические волны, в отличие от поверхностных волн, распространяющихся вдоль земной поверхности, пронизывают всю планету. Звуковые волны позволяют просвечивать планету, выявлять ее внутреннее строение без проникновения в ее недра.

Скорость продольных волн в 1,7 раза больше, чем скорость поперечных волн, они регистрируются на сейсмограммах раньше и называются первичными или волнами *P*. Поперечные волны именуется вторичными или волнами *S*. Скорости объемных волн

выражаются через модули упругости (K – модуль сжатия, μ – модуль сдвига) и плотность среды ρ в данной точке:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \text{ – скорость продольной волны;}$$
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \text{ – скорость поперечной волны.}$$

По сейсмологическим данным Земля разделяется на три основные области: кору, мантию и ядро. Кора отделена от мантии резкой сейсмической границей, на которой свойства скачкообразно изменяются – увеличиваются скорости продольной, поперечной звуковых волн и плотность. Граница открыта в 1909 г. югославским сейсмологом Мохоровичичем и названа границей Мохоровичича. В связи с этим земной корой называют наружный слой Земли, расположенный выше границы Мохоровичича.

Толщина земной коры нерегулярна, изменяется от 7–10 км в океанических областях до нескольких десятков километров в горных районах континентальных областей. Средняя толщина составляет 35 км. Ниже коры в интервале глубин 35–2885 км расположена силикатная оболочка, или мантия Земли. Центральная часть Земли, расположенная в интервале глубин 2885–6371 км, образует ядро Земли.

Сейсмическая граница на глубине 2885 км между мантией и ядром Земли открыта немецким сейсмологом Гутенбергом в 1914 г. Граница не имеет специального названия. Она является наиболее резкой границей раздела в недрах Земли, значительно отражает объемные и сильно преломляет P -волны. На этой границе скорость P -волн скачком падает от 13,6 км/с в мантии до 8,1 км/с в ядре. Скорость поперечных волн соответственно уменьшается от 7,3 км/с до нуля. Плотность возрастает от 5,5 до 10,0 г/см³. Вследствие того что земное ядро не пропускает через себя поперечные волны, сделан вывод, что ядро является жидким.

На основе изучения характеристик поля упругих колебаний разработан и внедрен геофизический метод сейсморазведка,

применяемый с целью исследования строения земной коры, поиска месторождений полезных ископаемых. В методе используются искусственные источники возбуждения упругих колебаний: взрывы, вибросейсмы и др. Упругие волны могут отражаться и частично преломляться на границах различных типов пород и возвращаться на поверхность земли, где регистрируются специальной аппаратурой. Измеряя время распространения волн от их источника до точки регистрации, амплитуду, частоту и другие характеристики, получают информацию о слоях пород и углах их наклона. Таким образом, появляется возможность решать структурно-геологические задачи. Сейсморазведку широко применяют для поиска месторождений нефти и газа, углей, каменной соли, бокситов, в рудной геологии и других областях.

1.3. Магнитные поля Земли

Геомагнетизм – одна из старейших и обширнейших геофизических дисциплин. Магнитные поля широко распространены во Вселенной: магнитное поле имеется у звезд, в космическом пространстве; у Солнца, у Меркурия, Венеры, Юпитера и Сатурна.

В последнее время получены данные о наличии магнитного поля у Урана и Нептуна.

Геомагнитное поле (ГМП) в каждой точке пространства характеризуется вектором напряженности T , величина и направление которого в прямоугольной системе координат определяются тремя составляющими X , Y , Z (северной, восточной и вертикальной) или тремя элементами ГМП: горизонтальной составляющей напряженности H ; магнитным склонением D – углом между H и плоскостью географического меридиана; магнитным наклонением I – углом между T и плоскостью горизонта. Геомагнитное поле является совокупностью постоянного, основного, поля, которое составляет 99 %, и переменного, на долю которого приходится около 1 %. На земном шаре встречаются местности, в которых магнитные элементы существенно изменяются и отличаются от соответствующих значений в соседних регионах. Такие области называются областями магнитной аномалии. В большинстве

случаев причиной магнитной аномалии является наличие под поверхностью Земли больших масс магнитной железной руды. Одной из самых больших является Курская магнитная аномалия.

Наличие у Земли постоянного магнитного поля объясняют конвективным движением проводящего жидкого вещества в земном ядре, в частности гидромагнитным динамо (динамоэффект – самовозбуждение магнитных полей вследствие движения проводящей жидкости или газовой плазмы). Теория динамоэффекта обосновывает происхождение и поддержание магнитного поля Земли, а также возможность самообращения магнитной оси – переполюсовку магнитного поля и долгопериодические колебания магнитного поля Земли – вековые вариации, что отражает реальные свойства ГМП. Основное магнитное поле до высот примерно трех земных радиусов имеет дипольный характер, на больших высотах структура поля значительно усложняется. Магнитные полюсы Земли, точки, где $H = 0$, не совпадают с ее географическими полюсами. Дипольный, кулоновский, магнитный момент Земли, равный $8 \cdot 10^{25}$ ед. СГС ($8 \cdot 10^{15}$ Вб·м), образует с осью вращения Земли угол $11,5^\circ$ (рис. 1.1).

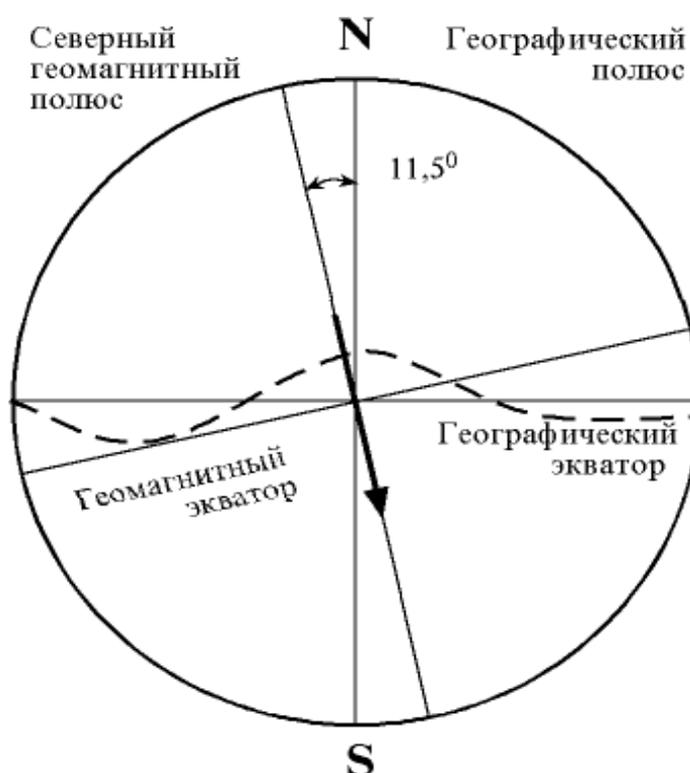


Рис. 1.1. Схема расположения географических и геомагнитных полюсов

В середине XX в. Южный магнитный полюс Земли лежал в Северном полушарии ($75,8^\circ$ северной широты и 96° западной долготы), Северный магнитный полюс – в Южном полушарии ($71,2^\circ$ южной широты и $150,8^\circ$ восточной долготы). Магнитная ось Земли смещена от ее центра на 1140 км в сторону Тихого океана. Напряженность геомагнитного поля убывает от магнитных полюсов к магнитному экватору (линии, где $I = 0$) с 55,7 до 33,4 А/м. Основное магнитное поле испытывает медленные вековые изменения – вариации. Положение магнитных полюсов Земли меняется с периодом от сотен тысяч до десятков миллионов лет.

Принимая гипотезу, что возраст геомагнитного поля сравним с возрастом Земли, рассмотрим геологическое прошлое геомагнетизма.

Аналогично тому как этапы биологической эволюции определяют по окаменелым органическим останкам, история магнитного поля Земли воспроизводится по палеомагнитным данным. Окаменелые твердые породы в процессе остывания приобретают естественную остаточную намагниченность, направление которой совпадает с вектором ГМП, соответствующего временному периоду образования пород. Остаточная намагниченность создается магнитными материалами: оксидами железа и титана, которые в небольших количествах содержатся практически во всех породах. Анализ палеомагнитных данных позволил установить изменения ГМП по напряженности и полярности его вектора, т.е. инверсии. При инверсии дипольного геомагнитного поля сохраняется либо направление его вектора при снижении до нуля напряженности с последующей противоположной ориентацией поля, либо напряженность при повороте вектора ГМП на 180° . Средняя продолжительность периодов переполюсовки составляет около 10000 лет. Хронологическая шкала полярности за последние 80 млн лет позволяет оценить число инверсий ГМП для каждой геологической эпохи (рис. 1.2).

Процесс переполюсовки ГМП продолжается около 4000–5000 лет, и соответствующее снижение напряженности поля может происходить в данном интервале или в 2–4 раза дольше. В состоянии магнитного поля Земли в течение ее истории современные ученые выделяют 4 эпохи: Гилберта, Гаусса, Матуяма и

Брюнес. В пределах одной и той же эпохи направление магнитного поля нашей планеты остается одинаковым, но на короткие отрезки времени все же меняется на противоположное. В соответствии с этим внутри эпох выделяют эпизоды.

Каждому эпизоду соответствует направление магнитного поля, обратное направлению в предыдущем эпизоде. Направление, преобладающее по времени в пределах данной эпохи, обозначено в левой части рис. 1.2.

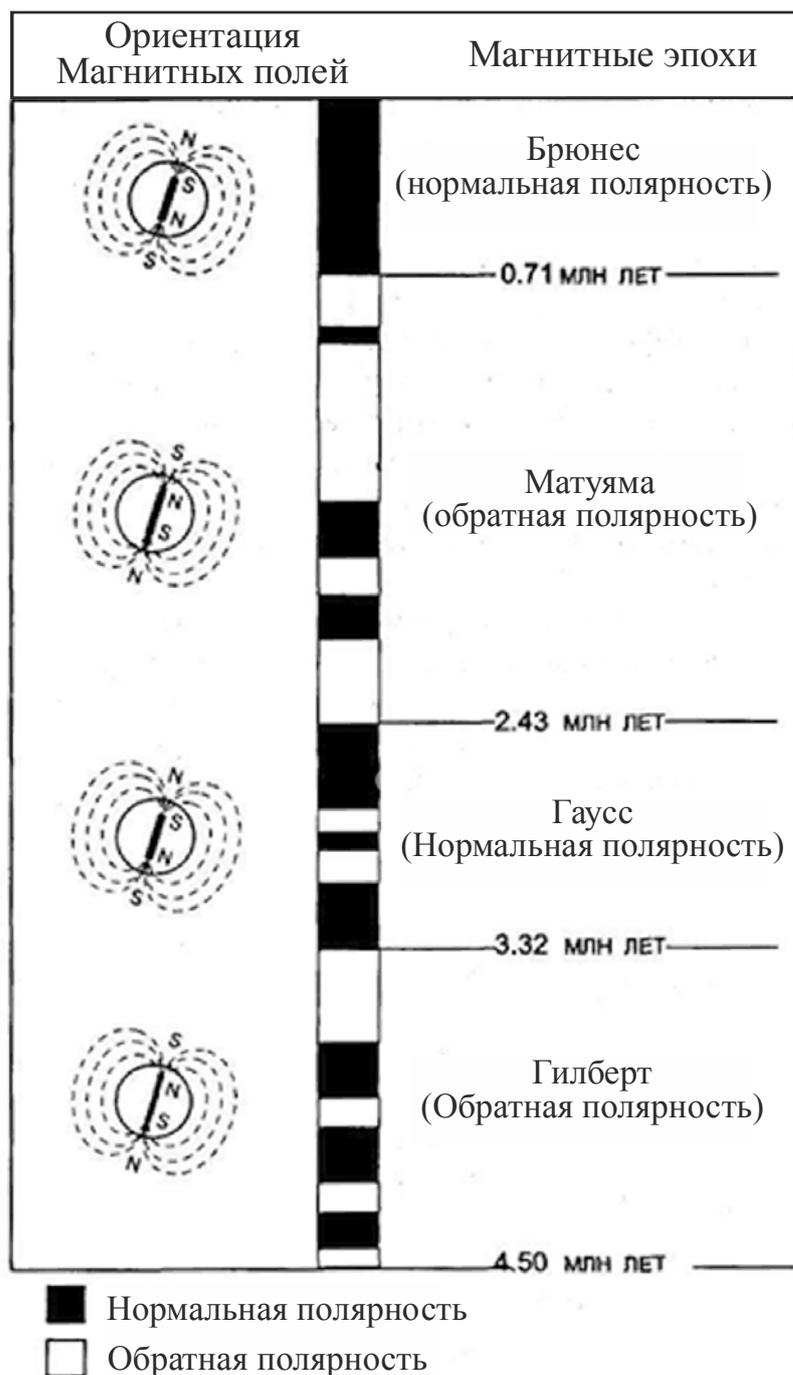


Рис. 1.2. Переполюсовки геомагнитного поля

Необходимо отметить, что с периодами инверсии ГМП достаточно хорошо коррелируют многие показатели эволюции биосистем. Показано, что эпохи вымирания и возникновения различных видов морской микрофауны совпадают с инверсиями ГМП (рис. 1.3).

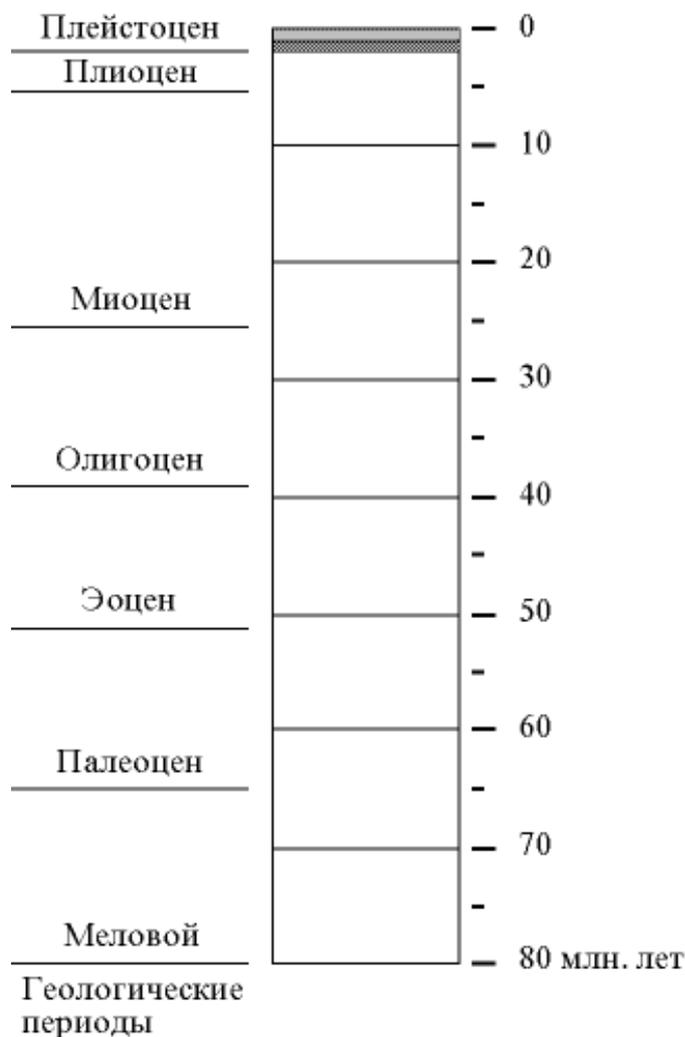


Рис. 1.3. Хронологическая шкала полярности за последние 80 млн лет, полученная по океаническим магнитным аномалиям

Для наблюдаемых корреляций, по мнению исследователей, возможны три типа объяснений: негеомагнитное событие привело как к изменению фауны, так и к инверсии ГМП; инверсии оказывали существенное влияние на окружающую среду организмов; изменяющийся характер магнитного поля оказывал непосредственное влияние на биосистемы. Так, выявлена зависимость между геомагнитными инверсиями и вулканической ак-

тивностью и климатом планеты. Существует гипотеза, согласно которой увеличение потока заряженных частиц в период инверсий могло вызвать уменьшение стратосферного озона и привести к усилению ультрафиолетовой радиации (рис. 1.4).

Область околоземного пространства, физические свойства, размеры и форма которой определяются магнитным полем Земли и его взаимодействием с потоками заряженных частиц от Солнца – солнечным ветром, называют магнитосферой. За счет давления потока плазмы солнечного ветра с дневной стороны дипольный характер ГМП искажается – оно сжимается в направлении Солнца, на ночной стороне силовые линии ГМП вытягиваются в магнитный хвост диаметром до 40 земных радиусов. Таким образом, магнитосфера несферична, простирается на расстояние около 10 земных радиусов в направлении Солнца и на многие миллионы километров в противоположном направлении.

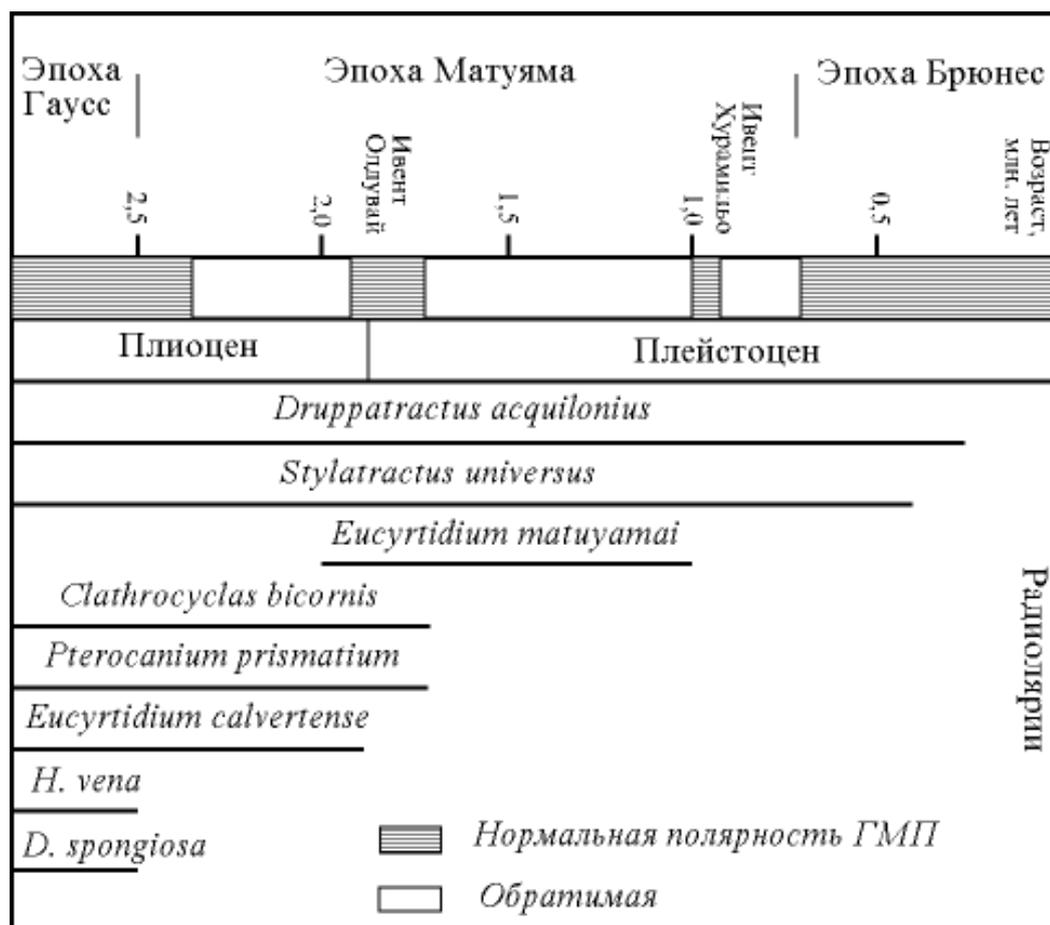


Рис. 1.4. Изменение геомагнитных полярностей за последние 2,5 млн лет и палеонтологические данные по восьми видам радиолярий, вымерших за этот период

Внутреннюю часть магнитосферы, расположенную в пределах диполеподобного ГМП, размером примерно до 3 радиусов Земли называют плазмосферой. Концентрация частиц холодной плазмы в плазмосфере составляет около 10^4 /см³, т.е. на 2–3 порядка больше, чем во внешней части магнитосферы. Во внутренних областях магнитосферы магнитное поле удерживает, как в магнитной ловушке, потоки быстрых частиц с энергией в сотни килоэлектронвольт и выше, образуя радиационные пояса Земли. Кислород, поднимаясь на высоту порядка 20 км, взаимодействует с ионизированными частицами, превращаясь в озон. Озоновый экран предохраняет Землю от солнечного ультрафиолета.

Границу магнитосферы на дневной стороне планеты называют магнитопаузой. Напряженность поля в магнитопаузе зависит от параметров солнечного ветра и обычно составляет несколько десятков гамма (1 гамма = 10^{-5} Э).

Периодические вариации магнитного поля Земли порождаются токами в магнитосфере и ионосфере и характеризуются неустойчивостью. Все периодические вариации ГМП имеют источник вне Земли. Геомагнитные вариации классифицируют по длине периода, что является одновременно классификацией по физическим причинам. Выделяют солнечно-суточные вариации, вызванные суточным движением Земли вокруг Солнца, лунно-суточные, изменяющиеся в диапазоне от 30 до 70 и от 1 до 5 гамма. Отмечаются вариации годовые, циклические с периодом около 11,5 года, связанные с изменением солнечной активности, и др. Амплитуды всех периодических вариаций, кроме солнечно-суточных, составляют единицы угловых минут склонения и тысячные доли ампер на метр. Обтекание магнитосферы плазмой солнечного ветра с переменной плотностью и скоростью заряженных частиц, прорывы частиц в магнитосферу приводят к изменению токовых систем в магнитосфере и ионосфере. Токовые системы в свою очередь вызывают в околоземном космическом пространстве и на поверхности Земли колебания ГМП в широком диапазоне частот (от 10^{-5} до 10^2 Гц). Колебания напряженности магнитного поля Земли называют также микропульсациями ГМП. На возникновение и величину микропульсаций влияют не только порывы солнечного ветра, но и потоки космических час-

тиц, особенно глубоко проникающие в ГМП в полярных областях, потоки метеоров, движение электрических зарядов в атмосфере, морские волнения и ряд других природных явлений.

Для описания временной динамики геомагнитной активности вводится ряд количественных индексов:

K – индекс трехчасового интервала, характеризует поток солнечных частиц, вызывающих изменения в токах, отражающиеся на геомагнитной активности. Измеряется в баллах от 0 до 9: 1 балл = 5 нТл; 9 баллов = 500 нТл;

S_g – коэффициент солнечной суточной вариации;

L – коэффициент лунной суточной вариации;

S_{fe} – коэффициент солнечных вспышек;

число Вольфа – коэффициент, зависящий прямо пропорционально от количества солнечных пятен.

Значительное увеличение плотности энергии в солнечном ветре приводит к магнитосферным бурям – непериодическим вариациям ГМП. Магнитные бури часто объясняют быстрым выделением энергии, запасенной в полях хвостовой части магнитосферы. Альтернативным объяснением является представление о магнитосферной динамогенерации ЭДС на границе магнитосферы. Магнитные бури – резкие, неправильной формы колебания магнитного поля Земли – начинаются одновременно на всем земном шаре и имеют тенденцию к повторению через 27 суток. Поле изменяется по значению и направлению на несколько процентов за время от нескольких часов до нескольких суток (обычно магнитная буря продолжается от 6 до 12 ч). После окончания магнитосферной бури элементы земного магнетизма (склонение, наклонение и горизонтальная составляющая напряженности поля) постепенно возвращаются к своим нормальным значениям. Количество и интенсивность магнитных бурь различны. Периоды максимума бурь повторяются с интервалом примерно в 11,5 года. Магнитные бури сопровождаются появлением в верхней атмосфере полярных сияний, ионосферных возмущений, рентгеновского и низкочастотного излучений, возрастанием потока частиц в радиационных поясах, искажением магнитного поля Земли.

Причины возникновения микропульсаций ГМП разнообразны: магнитооптические волны в ионосфере и нижней экзосфере

при взаимодействии порывов солнечного ветра с магнитосферой Земли; магнитные бури; циклотронные колебания ионов во внутреннем радиационном полюсе Земли; тормозное излучение электронов в зоне полярных сияний; потоки космических частиц, особенно глубоко проникающих в магнитное поле Земли в полярных областях; потоки метеоров; движение электрических зарядов в атмосфере; морские волнения.

Весь диапазон флуктуаций переменного электромагнитного поля условно разделен на следующие поддиапазоны: ниже 5 Гц – микропульсации ГМП и теллурические токи; 5–50 Гц – резонансные частоты волновода Земля – ионосфера (8 Гц, $E \sim 100$ мкВ/м; $H \sim 30\text{--}150$ мγ; $W=10^{10}$ Вт/(м²·Гц)).

Основная причина возбуждения электромагнитных колебаний – разряды атмосферного электричества. После солнечных вспышек количество флуктуаций поля увеличивается в частотном диапазоне 5–70 Гц.

60 Гц – 3 кГц – диапазон, ограниченный снизу частотой силовой сети Северо-Американского континента, сверху – нижней критической частотой волновода Земля – ионосфера. Этот диапазон обусловлен убывающей на данных частотах спектральной плотностью атмосфериков ($E \sim 30\text{--}50$ мкВ/м; $H = 1\text{--}10$ мγ).

3 – 50 кГц – диапазон волноводного типа распространения радиоволн в сферическом волноводе Земля – ионосфера. Он определяется спектральными характеристиками атмосфериков (2 кГц ~ 1,3 мкВ/м; 10 кГц ~ 0,6 мкВ/м; 30 кГц ~ 0,04 мкВ/м).

Естественные электрические токи земной поверхности, или теллурические токи нестационарного режима, имеют направление вектора ЭДС на экватор. Средняя плотность теллурических токов в земной коре равна 0,00000002 А/м²; $E \sim 0,3\text{--}10$ мВ/км. Интенсивность теллурических токов достаточно хорошо коррелирует с геомагнитными микропульсациями в области частот от 0 до 5 Гц.

В гидросфере наблюдаются более сложные электромагнитные процессы. Так, в океане выделяют теллурические токи около 0,00000003 А/м при градиенте поля 1 мкВ/км, во время магнитных бурь происходит увеличение градиента поля от 30 до 200 мВ/км. С глубиной океана плотность теллурических токов

увеличивается линейно. Частотные диапазоны составляют от сотых долей герца и ниже. Индукционные токи возникают при движении морской и речной воды в магнитном поле Земли. Для средних широт при $\Gamma_{МП} \cong 40$ А/м и скорости течения 1,03 м/с напряженность $E = 40$ мВ/км.

Диффузионные токи обусловлены электромагнитными процессами, возникающими при диффузии ионов между слоями с различной концентрацией растворов. Напряженность электрического поля порядка 200–400 мВ/м.

Поля грозового происхождения от атмосфериков находятся в частотном диапазоне от единиц герц до десятков килогерц. Перепад напряженностей составляет от 30 кВ/м до 200 В/м с большим градиентом затухания в зависимости от глубины водного слоя.

Электропроводность земных недр определяется по затуханию геомагнитных вариаций, которые возбуждаются солнечной активностью в верхних слоях земной атмосферы. Переменный электромагнитный сигнал индуцирует в Земле переменные электрические токи. Они распространяются в приповерхностных слоях. Чем выше частота, тем сильнее ток «прижимается» к поверхности. Это явление называется скин-эффектом. Электромагнитное зондирование Земли и определение ее электропроводности как функции глубины основано на теории скин-эффекта. Чем меньше частота сигнала, тем более глубокие слои могут быть прозондированы. Геофизические методы позволили определить распределение электропроводности до глубины 1000 км.

На основании изучения естественных и искусственных электромагнитных полей, возникающих в земной коре под воздействием источников постоянного и переменного тока, разработан электрический метод разведки недр. Результаты метода позволяют судить о распределении в земной коре пород с различной электропроводностью. Например, большинство минералов, особенно если они представлены чистыми кристаллами, практически являются изоляторами. Сухие горные породы почти всегда имеют высокое сопротивление. Сопротивление влажных пород, как правило, низкое. Некоторые руды и породы обладают высокой проводимостью в сухом состоянии.

1.4. Радиочастотные электромагнитные поля

К радиочастотному диапазону относят электромагнитное излучение в диапазоне частот от 3 кГц до 6000 ГГц. Излучение данного типа называют радиоволнами. Это излучение широко используется в качестве радиосигналов для связи, радиолокации и радионавигации, а также для лечебных, технологических и бытовых целей. Перечень поддиапазонов радиочастот был принят в 1975 г. Международным консультативным комитетом по радио (МККР):

крайне низкие частоты (КНЧ)	3–30 Гц;
сверхнизкие частоты (СНЧ)	30–3000 Гц;
инфранизкие частоты (ИНЧ)	300–3000 Гц;
очень низкие частоты (ОНЧ)	3–30 кГц ;
низкие частоты (НЧ)	30–300 кГц;
средние частоты (СЧ)	300–3000 кГц;
высокие частоты (ВЧ)	3–30 МГц;
очень высокие частоты (ОВЧ)	30–300 МГц;
ультравысокие частоты (УВЧ)	300–3000 МГц;
сверхвысокие частоты (СВЧ)	3–30 ГГц;
крайне высокие частоты (КВЧ)	30–300 ГГц;
гипервысокие частоты (ГВЧ)	300–3000 ГГц.

Радиоволны в зависимости от их длины называют соответственно длинными, средними, промежуточными, короткими, метровыми, дециметровыми, сантиметровыми, миллиметровыми и переходными. Электромагнитные колебания излучаются в пространство с помощью различных антенных устройств. По мере удаления от источника излучения свойства электромагнитного поля меняются. Принято различать ближнюю и дальнюю зоны излучения. Дальняя зона располагается на расстоянии L от источника излучения при соблюдении условия $L \gg D^2/\lambda$, где D – апертура. Для ближней зоны справедливо выражение $L \ll D^2/\lambda$. На практике дальней зоной считается область пространства на расстоянии L и далее, если выполняется соотношение $D^2/(L \cdot \lambda) > 3$. В дальней зоне электромагнитные колебания существуют в виде сформировавшихся бегущих волн определенной

моды. При этом напряженность электрической и магнитной составляющих поля уменьшается обратно пропорционально расстоянию: $E(L) \sim 1/L$; $H(L) \sim 1/L$. В ближней зоне электромагнитная волна не сформирована, E и H изменяются не в фазе и быстро убывают с увеличением расстояния ($1/L^2$ и $1/L^3$ соответственно).

Основной способ организации радиосигналов – модуляция электромагнитного излучения. Модуляция – это более медленное по сравнению с периодом колебания радиоизлучения изменение его амплитуды A , частоты f или фазы φ по определенному закону. Существуют амплитудная, частотная, фазовая и импульсная модуляции. В последнее время наиболее широко используется импульсная модуляция.

Импульсная модуляция появляется, когда модулирующий низкочастотный сигнал имеет вид отдельного прямоугольного импульса, вследствие чего возникает электромагнитный импульс. Другими словами, электромагнитный импульс – это электромагнитное излучение в течение короткого промежутка времени, соответствующего длительности модулирующего сигнала. Результирующий сигнал – радиоимпульс, представляет собой последовательность высокочастотных электромагнитных колебаний. Участки нарастания и спада импульса называются передним и задним фронтом соответственно, а максимальное отклонение от нулевого уровня излучения – амплитудой импульса.

Длительность импульса, или ширина импульсного сигнала, определяется на некотором уровне его амплитудного значения (чаще всего на уровне 0,5 или 0,9 от максимального значения). Радиоимпульсы передаются с определенной частотой, постоянной или переменной, и импульсная последовательность характеризуется скважностью. Скважность – это безразмерная величина, равная отношению периода повторения импульсов к длительности одиночного импульса.

Радиоимпульсы широко используются в радиолокации и многоканальных системах связи, в сотовой связи, где в качестве сигналов – переносчиков информации, используются периодические последовательности импульсов. В такой последовательности

можно варьировать четырьмя параметрами: частотой повторения импульсов, амплитудой, шириной (длительностью) и фазой. Соответственно возможны четыре вида импульсной модуляции: амплитудно-импульсная, частотно-импульсная, широтно-импульсная и фазово-импульсная.

Энергия электромагнитного излучения (ЭМИ), распространяясь в пространстве и встречаясь с объектом, может отражаться, частично или полностью поглощаться объектом или проходить сквозь него. При исследовании биологического действия радиочастотного ЭМИ, как и в фотобиологических и радиобиологических исследованиях, придерживаются принципа Гротгуса, в соответствии с которым только та часть энергии излучения может вызывать изменения в веществе или объекте, которая им поглощена; отраженная или прошедшая часть энергии воздействия не оказывает. Следовательно, поглощенная объектом энергия ЭМИ определяет наличие или отсутствие эффекта воздействия, его характер и величину.

Наиболее эффективно энергия ЭМИ поглощается биологическими тканями с высоким содержанием воды – тканевой жидкостью, кровью, мозгом, и в меньшей степени жировой и костной тканью. Глубина проникновения энергии в объект d определяется как расстояние, на котором величина электрического поля убывает в $e = 2,7$ раза. Считается, что в биологических тканях и средах напряженность падающего поля уменьшается в e раз на расстоянии d от поверхности объекта, равном $0,1-0,01$ длины волны. Наблюдаемые при этом биологические эффекты являются результатом поглощения энергии ЭМИ атомами, молекулами, клетками, тканями, органами и всем организмом в целом. Любой определяемый отклик, возникновение которого приписывается влиянию ЭМИ, – следствие поглощения части энергии излучения или ее перераспределения. При этом длина волны излучения в УВЧ- и СВЧ-диапазонах не определяет величину эффекта и его характер, тогда как при воздействии КВЧ-излучения эффект во многих случаях зависит от длины волны и носит резонансный характер.

Энергии квантов радиочастотного ЭМИ недостаточно для разрыва химических связей или ионизации молекул. По этой причине ЭМИ относят к классу неионизирующих. Поглощение

любым объектом энергии радиочастотного ЭМИ сопровождается ее преобразованием в тепловую. При достаточно высокой интенсивности воздействия возможно повышение температуры во всем объекте или части его. Нагрев может быть физической причиной формирования биологического эффекта, в подобных случаях говорят о тепловом действии ЭМИ. Биологический эффект наблюдается при действии низкоинтенсивного ЭМИ, когда нагрев объекта отсутствует. В подобных случаях имеет место нетепловое влияние.

Величина фактически действующего внутреннего поля, наводимого в биообъекте, сильно зависит от его размеров, формы, ориентации в пространстве, анатомического строения и электрических свойств тканей.

Применительно к радиочастотному ЭМИ энергия, переносимая от источника излучения через перпендикулярно расположенную единичную площадку в единицу времени, в зоне сформировавшейся волны представляет плотность потока энергии (ППЭ) или плотность потока мощности (ППМ) и отображает величину экспозиционной дозы. Часть энергии ЭМИ, поглощаемая единицей объема или единицей массы объекта в единицу времени, будет представлять удельную поглощенную дозу. Интенсивность радиочастотных излучений методически правильнее оценивать не по величине экспозиционной дозы (мВт/см^2 или мкВт/см^2), а что более соответствует принципу Гроттгуса, по величине удельной поглощенной мощности (УПМ, Вт/кг или мВт/г).

УПМ определяется по скорости нагрева объектов и рассчитывается по выражению

$$\text{УПМ} = 4,2c \frac{\Delta T}{t},$$

где c – удельная теплоемкость ткани; t – время облучения; ΔT – величина повышения температуры за время облучения. Представленное выражение – это рабочая формула, полученная из соотношения

$$\text{УПМ} = \sigma |E^2| / \rho = c dT/dt,$$

где σ – проводимость биологической ткани; ρ – плотность биологической ткани; E – действующее (среднеквадратическое)

значение напряженности электрического поля в биологической ткани; c – удельная теплоемкость ткани; dT/dt – скорость повышения температуры в ткани при облучении.

Эта формула используется в зарубежной практике, прежде всего в США. В дозиметрической и экспериментальной практике в России этот способ определения УПМ используется редко.

1.5. Естественные и техногенные источники электромагнитных излучений

Естественными источниками ЭМИ в биосфере являются радиоволны, генерируемые космическими источниками. Кроме того, излучения возникают в результате некоторых процессов, происходящих в атмосфере Земли, например разрядов молний, возбуждения колебаний в ионосфере Земли. Все эти излучения характеризуются широким диапазоном частот, имеют случайный, нерегулярный характер возникновения с относительно низким уровнем интенсивности. По этим причинам суммарный эффект воздействия таких излучений на биосистемы считается незначительным.

ЭМИ высокого уровня интенсивности генерируют техногенные источники. На территории России размещено значительное количество передающих радиостанций НЧ-, СЧ- и ВЧ-диапазонов, среди которых более 100 принадлежит Министерству связи. Радиопередающие центры (РПЦ) размещены в специально отведенных зонах и могут занимать территории до 100 га. Зону возможного неблагоприятного действия ЭМИ, создаваемых РПЦ, можно условно разделить на две части. Первая часть зоны – собственно территория РПЦ, где расположены все службы, обеспечивающие работу передатчиков и антенно-фидерных систем.

Доступ в зону ограничен, она охраняется. Вторая часть зоны – прилегающие к РПЦ территории, доступ на них не ограничен, здесь могут размещаться различные постройки, в том числе и жилые. В этом случае появляется угроза облучения населения, присутствующего в данной части зоны. Высокие уровни ЭМИ нередко наблюдаются на территориях за пределами РПЦ. Уровни ЭМИ, воздействию которых подвергается обслуживающий пер-

сонал, особенно во время работы на антенных полях, могут быть высокими. Широко распространенными источниками ЭМИ в населенных пунктах являются также радиотехнические передающие центры (РТПЦ), излучающие в окружающее пространство ультракороткие волны ОВЧ- и УВЧ-диапазонов. Наибольшие уровни облучения людей и окружающей среды наблюдаются в районе размещения РТПЦ с высотой антенной опоры не более 180 м. Наибольший вклад в суммарную интенсивность воздействия вносят угловые трех- и шестиэтажные антенны частотно-модулированного вещания в диапазоне ОВЧ.

Радиостанции ДВ (30–300 кГц). В этом диапазоне длина волны относительно большая (200 м для 150 кГц). На расстоянии одной длины волны или менее от антенны излучение может быть большим. Например, на расстоянии 30 м от антенны передатчика мощностью 500 кВт, работающего на частоте 145 кГц, электрическое поле выше 630 В/м, а магнитное – выше 1,2 А/м.

Радиостанции СВ (300 кГц – 3 МГц). Для радиостанций этого типа при мощности 50 кВт напряженность электрического поля на расстоянии 200 м может достигать 10 В/м, на расстоянии 100 м – 25 В/м.

Радиостанции КВ (3–30 МГц). Передатчики радиостанций этого диапазона имеют обычно меньшую мощность и зачастую располагаются в городах, в том числе на крышах жилых домов на высоте 10–100 м. Передатчик мощностью 100 кВт на расстоянии 100 м может создавать напряженность электрического поля 44 В/м и магнитного поля 0,12 А/м.

Телевизионные передатчики. Телевизионные передатчики располагаются в городах. Передающие антенны размещаются обычно на высоте более 110 м.

С точки зрения оценки влияния на здоровье интерес представляют уровни поля на расстояниях от нескольких метров до нескольких километров. Типичные значения напряженности электрического поля могут достигать 15 В/м на расстоянии 1 км от передатчика мощностью 1 МВт. Проблема оценки уровня ЭМИ телевизионных передатчиков актуальна в связи с резким увеличением числа телевизионных каналов и передающих станций.

Сотовая связь. В последние годы в России, как и во всем мире, широко распространяется сотовая связь. Работа этой системы связи основана на принципе деления некоторой территории на зоны (так называемые «соты») радиусом 0,5–2 км (за пределами города до 40 км). В узлах сотов располагаются базовые станции (БС), обслуживающие базовые территории, находящиеся в зоне их действия. БС являются приемо-передающими радиотехническими объектами, излучающими электромагнитную энергию в диапазоне 300–3000 МГц. Каждая базовая станция дополнительно оснащена комплектом приемопередающего оборудования радиорелейной связи, работающего в диапазоне 3–30 ГГц и обеспечивающего интеграцию конкретной БС в сеть.

Мощность передатчиков БС обычно не превышает 5–10 Вт по несущей частоте. В сотовой связи для БС обычно используются два вида приемопередающих антенн: слабонаправленные с круговой диаграммой направленности в горизонтальной плоскости; направленные (секторные) с углом раствора (шириной) основного лепестка в горизонтальной плоскости 60 или 120 градусов.

Антенны БС устанавливаются на высоте 15–100 м от поверхности земли на уже существующих постройках или на специально сооруженных мачтах. Благодаря относительно большой высоте расположения и характеристикам диаграмм направленности передающих антенн для БС не требуются санитарно-защитные зоны, поскольку интенсивность создаваемого излучения на «уровне земли» селитебной территории не превышает предельно допустимых значений. Гигиенически значимые уровни ЭМИ могут регистрироваться только в непосредственной близости, на расстоянии 3–5 м от передающих антенн БС и от антенн радиорелейной связи. Из-за многолучевого распространения ЭМИ (переломления) существует вероятность его попадания в помещения и на балконы верхних этажей расположенных рядом зданий, а также в помещения последних этажей зданий на расстоянии 200–300 м от БС.

Мобильная радиосвязь. Системы мобильной радиосвязи на несущей частоте 27 МГц имеют большое распространение во многих странах мира, в том числе в России. Они представляют

собой базовую станцию и абонентские станции, установленные на автомобилях или предназначенные для ручного использования. Напряженность электрического поля ручных радиостанций может достигать 200 В/м на расстоянии 3 см от антенны. Напряженность электрического поля базовой станции этой системы может достигать 900 В/м на расстоянии 5 см от антенны.

Для обеспечения безопасности подобные системы связи требуют использование средств защиты.

Системы спутниковой связи. Системы спутниковой связи состоят из приемопередающей станции на Земле и спутника, находящегося на орбите. Диаграмма направленности антенны станции имеет ярко выраженный узконаправленный основной луч – главный лепесток. ППЭ в главном лепестке диаграммы направленности может достигать нескольких сот ватт на квадратный метр вблизи антенны, создавая значительные уровни излучения на большом расстоянии. Например, станция мощностью 225 кВт, работающая на частоте 2,38 ГГц, на расстоянии 100 км создает поле с ППЭ 2,8 Вт/м².

Системы радиорелейной связи. В системах радиорелейной связи также используется излучение с узконаправленными диаграммами. Мощность излучения относительно невелика – до нескольких десятков ватт. Частоты, используемые в этом виде связи, расположены в диапазоне 5–40 ГГц. ППЭ может достигать единиц ватт на квадратный метр в месте расположения антенны.

Радиолокационные станции. Многие радиолокационные станции оснащены антеннами зеркального типа и имеют узконаправленную диаграмму вдоль оптической оси. Радиолокационные станции работают в основном на частотах от 500 МГц до 15 ГГц, а некоторые системы могут работать на частотах до 100 ГГц. Генерируемый ими сигнал принципиально отличается от излучений других источников. Связано это с тем, что антенна радиолокатора поворачивается. Из-за периодического перемещения антенны получается прерывистое облучение в пространстве. Кроме того, присутствует и временная прерывистость облучения, обусловленная циклической работой локатора в режиме излучения. Следовательно, окружающая среда и все живое, находящееся в зоне работы локаторов, подвергаются воздействию

ЭМИ в фракционированном (прерывистом) импульсном режиме. Время работы локаторов в разных режимах может составлять несколько часов в сутки. Например, у метеорологических локаторов, работающих в режиме 30 мин излучение – 30 мин пауза, суммарная наработка в сутки не превышает 12 ч, в то время как радиолокационные станции работают круглые сутки. Ширина диаграммы направленности излучения в горизонтальной плоскости составляет несколько градусов, длительность облучения за период обзора – десятки миллисекунд.

Метеорологические радиолокаторы могут создавать на удалении 1 км ППЭ до 100 Вт/м^2 за каждый цикл облучения. Радиолокационные станции аэропортов создают ППЭ до $0,5 \text{ Вт/м}^2$ на расстоянии 60 м. Морское радиолокационное оборудование, устанавливаемое на кораблях, обычно имеет мощность передатчиков на порядок меньшую, чем у аэродромных радаров. Поэтому корабельные радиолокаторы, работающие в режиме сканирования пространства, создают ППЭ на расстоянии нескольких метров от антенн не более 10 Вт/м^2 . Гигиенический уровень электромагнитной обстановки в районе аэропортов в настоящее время оценивается как превышающий существующие санитарно-гигиенические нормы. Более того, снижение уровней облучения до предельно допустимых в настоящее время практически не выполнимо из-за насыщенности оборудования, обеспечивающего безопасность полетов. Помимо этого, возрастание мощности радиолокаторов и использование остронаправленных антенн кругового обзора приводит к значительному увеличению интенсивности ЭМИ, особенно СВЧ-диапазона, и создает на облучаемой территории зоны с очень высокими значениями ППЭ.

Наиболее неблагоприятные условия наблюдаются в жилых районах ряда городов, в черте которых расположены аэропорты, например в Иркутске, Сочи, Ростове-на-Дону и др.

Технологическое оборудование. Источником ЭМИ является различного рода технологическое оборудование, используемое в производственных условиях. Оно отличается значительным разнообразием частот и режимов облучения на рабочих местах. Источниками ЭМИ на рабочих местах являются антенны во время регулировки, настройки комплексов радиолокационных стан-

ций в цехах заводов или на полигонах, генераторные блоки, излучатели и другие устройства в процессе технологических или научно-исследовательских процедур. Как правило, уровни облучения регламентированы в пределах допустимых, но иногда случаются превышения.

Системы охранной сигнализации. В последнее время в России появился еще один источник электромагнитного облучения – системы охранной сигнализации, которые плохо контролируются. Генераторы УВЧ- и СВЧ-диапазонов имеют выходную мощность до 50 Вт, антенны кругового обзора работают в непрерывном режиме генерации сигналов, причем они могут устанавливаться либо в пунктах контроля территории, либо прямо на балконах охраняемых домов. Поэтому ППЭ излучения может достигать сотен милливольт на квадратный сантиметр и оказывать неблагоприятное влияние на здоровье людей.

1.6. Гравитационное поле Земли

Гравитационное поле Земли отражает характер распределения масс в недрах нашей планеты и тесно связано с ее формой. Раздел геофизики, посвященный изучению поля силы тяжести, называется гравиметрией. Прикладное значение гравиметрии велико. С одной стороны, гравиметрия связана с формой Земли и с топографией. С другой стороны, гравитационное поле определяет внешнюю баллистику Земли. О том, что Земля шарообразна, догадывались еще в глубокой древности. Первое определение радиуса Земли было выполнено ученым из Александрии Эратосфеном примерно в 235 г. до н. э. Естественно, гравиметрия как наука не могла развиваться, пока не был открыт закон всемирного тяготения. Ньютон на основе этого закона доказал, что из-за вращения Земли ее форма должна быть не сферой, а эллипсоидом вращения. Следовательно, Земля сплюснута у полюсов и растянута в экваториальной зоне. Ньютон впервые вычислил сжатие Земли. Клеро доказал, что ускорение силы тяжести на поверхности земного сфероида как функция широты изменяется по простому закону

$$g = g_e(1 + \beta \sin^2 l),$$

где l – широта места; g_e – ускорение силы тяжести на экваторе;

$\beta = g_2 - \gamma$ – сжатие; $g = \frac{w^2 a}{g}$ – отношение центробежной силы к

силе тяжести на экваторе; w – угловая скорость вращения Земли; a – ее большая полуось.

Теорема Клеро позволяет определить сжатие планеты после оценки гравитационного поля на ее поверхности. Необходимо отметить, что сжатие и расширение планеты процесс динамичный. С 2018 г. началось сжатие земного шара, что приведет к перераспределению давлений на земную кору. Прогнозируется повышение сейсмической активности, землетрясения и вулканическая деятельность. Поле силы тяжести, или гравитационное поле, влияет практически на все процессы и явления, происходящие в окружающей среде: формирование, разрушение рельефа, течение рек, движение ледников, развитие органической жизни, человека и т.д.

Сила тяжести есть равнодействующая двух сил: силы земного притяжения и центробежной силы, связанной с вращением земли: $q = F + P$. Сила земного притяжения $F = KM/R^2$, где M – масса Земли; R – радиус Земли; K – гравитационная постоянная. Полярный радиус на 21,4 км меньше экваториального, и сила притяжения уменьшается к экватору. Центробежная сила $P = R w^2$, где w – угловая скорость вращения Земли; R – радиус вращения точки на поверхности Земли. Поскольку радиус R увеличивается к экватору, то и центробежная сила максимальна на экваторе, $w = 2\pi/86164$ (длительность суток в секундах).

Таким образом, сила тяжести q по направлению к экватору уменьшается за счет уменьшения силы земного притяжения F и за счет увеличения центробежной силы P . Основной вклад в зависимость силы тяжести от широты вносит сила земного притяжения, так как она примерно в 288 раз больше центробежной силы.

В действительности строгая зависимость величины q от широты нередко нарушается, например в районах со сложным рельефом и особенностями геологического строения. Показано, что величина q повышена над более плотными породами. Поэтому в

геофизике используются как результаты теоретических расчетов силы тяжести в любой точке, так и фактическое ее значение, измеренное прибором. При этом разность между фактической и теоретической величиной q может быть отрицательной или положительной, что соответствует положительной или отрицательной аномалии поля силы тяжести. По знаку аномалии геологи определяют возможные месторождения полезных ископаемых.

Гравиметрические методы основаны на изучении поля силы тяжести Земли.

Если каждой точке на поверхности Земли и во внешнем пространстве соответствует единственное значение силы тяжести, отнесенное к единичной массе, такое пространство называется полем силы тяжести Земли.

Сила, действующая в данной точке на единичную массу, называется напряженностью поля силы тяжести, она равна ускорению свободного падения в этой точке.

Единица ускорения свободного падения называется галилео (Гал). Все земное поле силы тяжести равно $9,81 \text{ м/с}^2$. В практике применяется единица свободного падения в 100 раз меньше галилео. Тысячная доля галилео $1 \text{ мГал} = 10^{-3} \text{ Гал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Среднее значение силы тяжести на поверхности Земли равно $9,8 \text{ м/с}^2$ (979,7 Гал). Значение силы тяжести на экваторе $q_e = 9,78 \text{ м/с}^2$ (978,0 Гал), на полюсах $q_p = 9,83 \text{ м/с}^2$ (983,2 Гал). Сила притяжения значительно превышает центробежную силу, поэтому она определяет величину и направление силы тяжести. Центробежная сила на экваторе максимальная – около $0,03 \text{ м/с}^2$ (3,4 Гал), на полюсах она равна нулю. Сила тяжести в каждой точке Земли не остается постоянной с течением времени. Изменения ее различные: вековые, периодические, скачкообразные. Вековые связаны с медленным изменением внутреннего строения Земли, ее формы. Периодические изменения силы тяжести зависят от движения Луны и Солнца.

Скачкообразные изменения силы тяжести появляются в результате извержения вулканов, землетрясений и других причин.

Под нормальным гравитационным полем Земли понимается теоретически рассчитанное поле в предположении, что Земля представляет собой геометрически правильное тело, состоящее

из однородных по плотности концентрических слоев. Современное представление формы Земли в виде геоида доказано вычислением значения сжатия Земли по результатам космических исследований и наземных гравиметрических измерений. Оно составляет 1:298,26. Отклонение геоида от истинной формы Земли составляет сотни метров, реже – километры.

Гравитационные взаимодействия с Юпитером и Венерой заставляют орбиту Земли сжиматься и вытягиваться каждые 405 тысяч лет уже более 215 миллионов лет.

1.7. Строение и возраст Земли

Примерно половину планеты занимает ядро, окруженное раскаленной полужидкой мантией. На границе каменной Земли и ее газообразной и жидкой оболочек располагается твердая и хрупкая земная кора. От центра планеты до глубин около 2900 км располагается ядро Земли. Его открыл английский сейсмолог Олдеем в 1906 г., наблюдая за тем, с какой скоростью распространяются в Земле сейсмические волны. Современные исследования позволяют говорить о двойном ядре: внутреннем, твердом, радиусом около 1200 км и внешнем, жидком, занимающем интервал глубин от 1200 до 2900 км.

Средняя плотность Земли составляет $5,52 \text{ г/см}^3$; средняя плотность земной коры – $2,8 \text{ г/см}^3$; ниже границы Мохо – $3,3\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$; у нижней границы нижней мантии – $5,5\text{--}5,7 \text{ г/см}^3$; ниже границы Гуттенберга – $9,7\text{--}10 \text{ г/см}^3$, во внутреннем ядре – $12,5\text{--}13,0 \text{ г/см}^3$. Давление в глубинах указано в табл. 1.1.

Давление в ядре в 1,3–3,5 млн раз больше атмосферного. Тепловой режим определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Ниже пояса постоянных температур большое значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Вероятно, источник энергии – распад радиоактивных элементов. Геологами сделаны расчеты, что на глубине 500 м температура равна $42 \text{ }^\circ\text{C}$, на глубине 1500 м – $70 \text{ }^\circ\text{C}$, 2000 м – $80 \text{ }^\circ\text{C}$, 3000 м – $108 \text{ }^\circ\text{C}$.

Таблица 1.1

Зависимость давления от глубины Земли

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6371
Давление, мПа	$1 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^3$	$14 \cdot 10^3$	$35 \cdot 10^3$	$137 \cdot 10^3$	$312 \cdot 10^3$	$361 \cdot 10^3$

На глубине 400 км предполагается температура около 1600 ± 50 °С; в мантии – 1000–3000 °С; в ядре Земли – 4000–5000 °С.

В первой половине XX века появилась возможность измерять абсолютный возраст горных пород, геологических процессов Земли радиометрическим методом. Определение возраста геологических пород базируется на открытии процесса радиоактивного распада неустойчивых изотопов ряда химических элементов. Учитывая периоды полураспада, определяют возраст горных пород. К примеру, ^{235}U имеет период полураспада 0,7 млрд лет, ^{238}U – 4,46 млрд лет и т.д. Существующая относительная геохронология исходит из расчленения и изучения толщ осадочных и вулканогенных пород на отдельные слои и пачки. Литологический метод основан на расчленении разреза по литологическим свойствам: глины, песчаники, вулканические туфы и т.д. Обращается внимание на то, что каждый вышележащий слой моложе подстилающего.

Палеонтологический метод основан на выделении слоев, содержащих различные комплексы органических остатков. Флора и фауна, встречающаяся в различных осадочных породах, характеризует определенное геологическое время. Палеомагнитный метод определения возраста горных пород основан на их способности сохранять характер намагниченности той эпохи, в которую они образовались. Фиксируя в горных породах разного происхождения интервалы прямой и обратной полярности, мы получаем возможность провести стратиграфическую корреляцию отложений в глобальном масштабе. На основе широких обобщений, сопоставления геологической истории наиболее изученных регионов Земли, закономерностей эволюции органического мира в конце прошлого века была разработана и принята

Международная геохронологическая шкала, отражающая последовательность периодов времени, в течение которых формировались определенные комплексы отложений, и эволюцию органического мира. Каждому геохронологическому периоду отвечает комплекс отложений, выделенный в соответствии с изменением органического мира и называемый стратиграфическим: эонотема, группа, система, отдел, ярус, зона.

Земля состоит из различных веществ: газов и тяжелых металлов. Распределены вещества по площади и в недрах неравномерно. Химический состав Земли почти не изучен. Исследована лишь верхняя часть земной коры, т.е. примерно 5 % ее объема. По современным представлениям с поверхности земная кора состоит наполовину из кислорода и на четверть из кремния.

Вся толща на 99,79 % состоит из кислорода, кремния, алюминия, железа, кальция, натрия, магния, калия и водорода, и лишь 0,21 % приходится на долю остальных 105 известных элементов. Средняя плотность Земли составляет $5,52 \text{ г/см}^3$, значительно выше плотности большинства веществ на ее поверхности. Плотность воздуха у земной поверхности всего $0,00129 \text{ г/см}^3$, воды – 1 г/см^3 , средняя плотность осадочных и кристаллических пород – $2,5\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$, пород, богатых железом, – $9\text{--}3 \text{ г/см}^3$.

Детальное изучение внутреннего строения Земли сейсмическими методами показало, что высокая средняя плотность объясняется наличием внутри тяжелого металлического ядра радиусом около 3000 км и средней плотностью от 9 до 11 г/см^3 .

Распределение плотности вещества внутри Земли представлено в табл. 1.2.

В строении Земли наблюдается четкая закономерность. Земля состоит из центрального тяжелого ядра и ряда оболочек, или геосфер, различных по составу и распределению плотности вещества. В пределах географической оболочки взаимодействуют воздух, вода, горные породы, составляющие земную кору, и живые организмы. Взаимодействие в каждом конкретном случае обусловлено множеством факторов. Не всегда и не везде результаты взаимодействия однозначны, в целом оно поддерживается беспрерывным поступлением в пределы географической оболочки

солнечной, космической и внутриземной энергии. Схема геосфер приведена на рис. 1.5.

Таблица 1.2

Распределение плотности вещества внутри Земли

Глубина, км	33	400	800	1200	1800	2900
Плотность, г/см ³	3,32	3,62	4,49	4,80	5,13	5,68
Глубина, км	2900	4000	<5000	>5120	5120	6370
Плотность, г/см ³	9,43	10,76	11,54	14,20	16,80	17,20

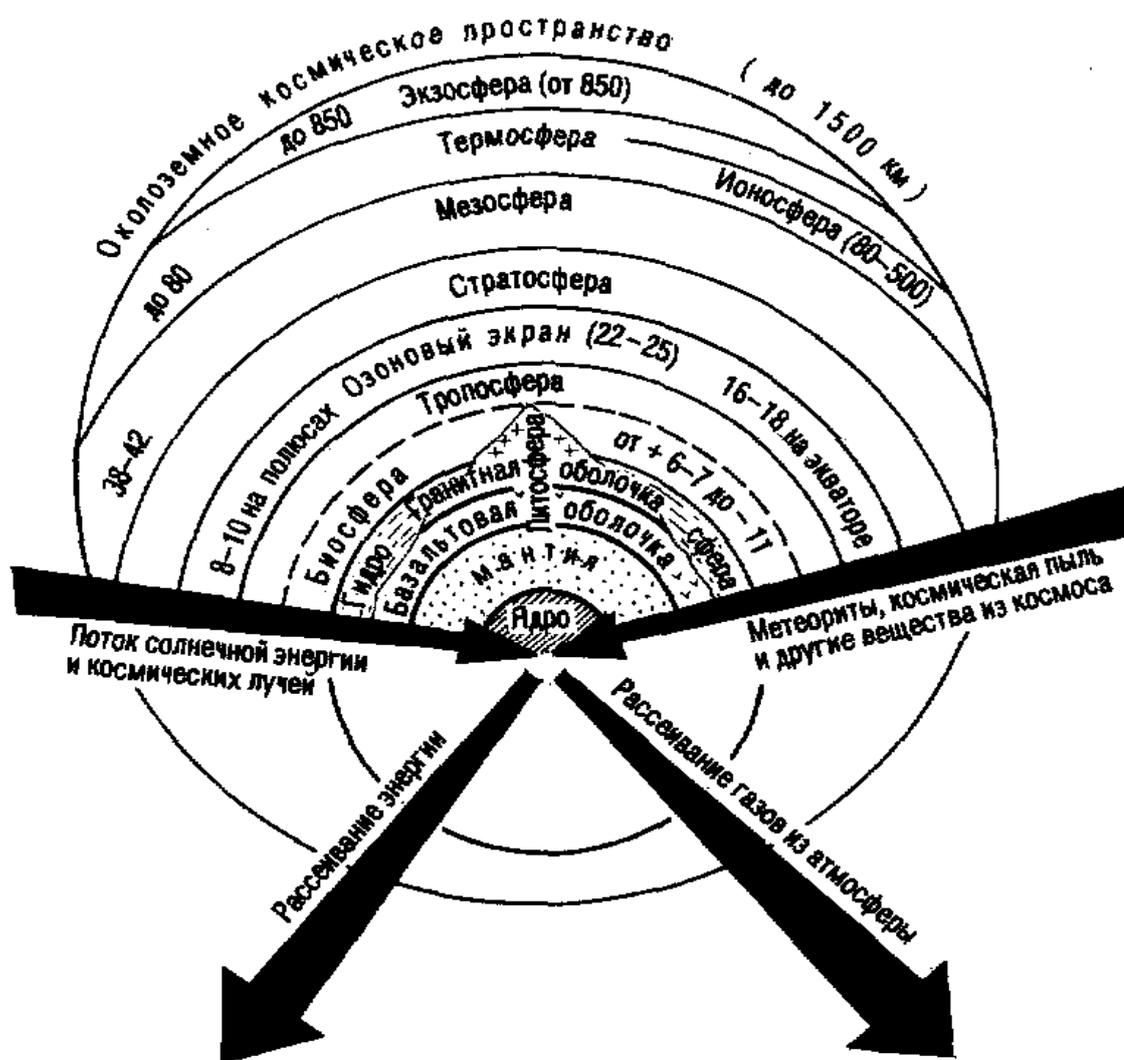


Рис. 1.5. Схема геосфер

Самая легкая оболочка земного шара – атмосфера – состоит из механической смеси газов: азота 78,09 %, кислорода 20,95 %, аргона 0,93 %, углекислого газа от 0,02 до 0,032 %, гелия, неона, ксенона, криптона, водорода, озона, аммиака, йода и других, на долю которых приходится около 0,01 % всего ее объема. Около 4 % объема атмосферы занимают пары воды и пыль. В нижней части атмосферы до высоты 60 км над земной поверхностью содержится переменное количество трехатомного кислорода – озона. Максимальная концентрация озона отмечается на высоте 22–26 км. Из всех видов энергии, участвующих в развитии атмосферы, солнечная энергия является основной. Земля получает около $2 \cdot 10^{17}$ Вт солнечной лучистой энергии.

Солнечная энергия, дошедшая до поверхности Земли в виде прямых лучей, называется прямой солнечной радиацией. Преодолевая воздушную оболочку, часть солнечной энергии поглощается, рассеивается молекулами и газовыми частичками воздуха или отражается облаками. Эта часть солнечной энергии называется рассеянной радиацией. Поток солнечной энергии отличается большим постоянством. Его интенсивность, подсчитанная для внешней поверхности воздушной оболочки Земли, равна 137 ± 20 Вт/м². Она называется солнечной постоянной. Разность между приходом и расходом радиации представляет радиационный баланс, или остаточную радиацию. Радиационный баланс Земли за год в среднем равен нулю, хотя по разным широтам может быть и положительным, и отрицательным.

Оболочка, которая объединяет все организмы, обитающие на Земле, – это биосфера. Биосфера, по определению В.И. Вернадского, «зона жизни», охватывает несколько геосфер: тропосферу – до 35 км, гидросферу и часть литосферы – до 16 км. В биосфере все главные организмы и их деятельность связаны со средой обитания самоуправляемыми биологическими и геохимическими процессами.

В биосфере постоянно протекают два взаимосвязанных процесса преобразования веществ – геологический и биологический кругообороты, производящие органические химические вещества.

Геологический (большой) кругооборот – обмен химических элементов между океаном и сушей в результате разрушения изверженных горных пород, растворения их в воде, физико-химических превращений и образования минералов при испарении воды от энергии Солнца.

Биологический (малый) кругооборот – циркуляция веществ между растениями, животным миром, микроорганизмами и почвой. Его основа – фотосинтез, т. е. превращение зелеными растениями и особыми микроорганизмами лучистой энергии Солнца в энергию химических связей органических веществ. Фотосинтез обусловил появление на Земле кислорода при помощи зеленых организмов, озонового слоя и условий для биологической эволюции.

В результате фотосинтеза ежегодно образуется 145 млрд т кислорода, более 100 млрд т органических веществ и усваивается 200 млрд т углекислого газа.

Солнечная постоянная не является неизменной величиной во времени, известно, что на нее влияет солнечная активность. Это влияние обусловлено в основном изменением потока излучения при изменении числа и суммарной площади солнечных пятен, при этом поток излучения меняется сильнее всего в рентгеновском и радиодиапазоне. Внешние космические циклы задают темпы циклических процессов в биосфере.

Распределение энергии на поверхности Земли отражает табл. 1.3.

Таблица 1.3

Энерговыделение (F , эрг/год) на поверхности Земли

Источник энергии	F
Солнечная энергия	10^{32}
Геотермальная энергия	10^{28}
Упругая энергия землетрясений	10^{25}
Энергия, теряемая при замедлении вращения Земли	$3 \cdot 10^{26}$
Тепло, выносимое при извержении вулканов	$25 \cdot 10^{25}$

Таким образом, энергия, поступающая от Солнца, в 10^4 раз превосходит по количеству в год геотермальную энергию недр, которая превышает по количеству все остальные виды энергии, поступающие на поверхность Земли. Литосфера и Мировой океан являются одеялом, сберегающим внутреннее тепло планеты.

На Землю влияют лунные и солнечные приливы, постепенно притормаживающие вращение планеты вокруг оси. Как выяснилось по изучению горных пород в прибойно-приливной зоне, в протерозойскую эру в году был 481 день и земные сутки длились 18,2 часа. За 900 миллионов лет Луна и Солнце приостановили вращение Земли. При этом Луна удаляется от Земли. Приливы раз в сутки охватывают сушу. Луна приподнимает нас вместе с нашим материком на 30 см. За счет приливно-отливных эффектов возникает прецессия оси вращения Земли (рис. 1.6).

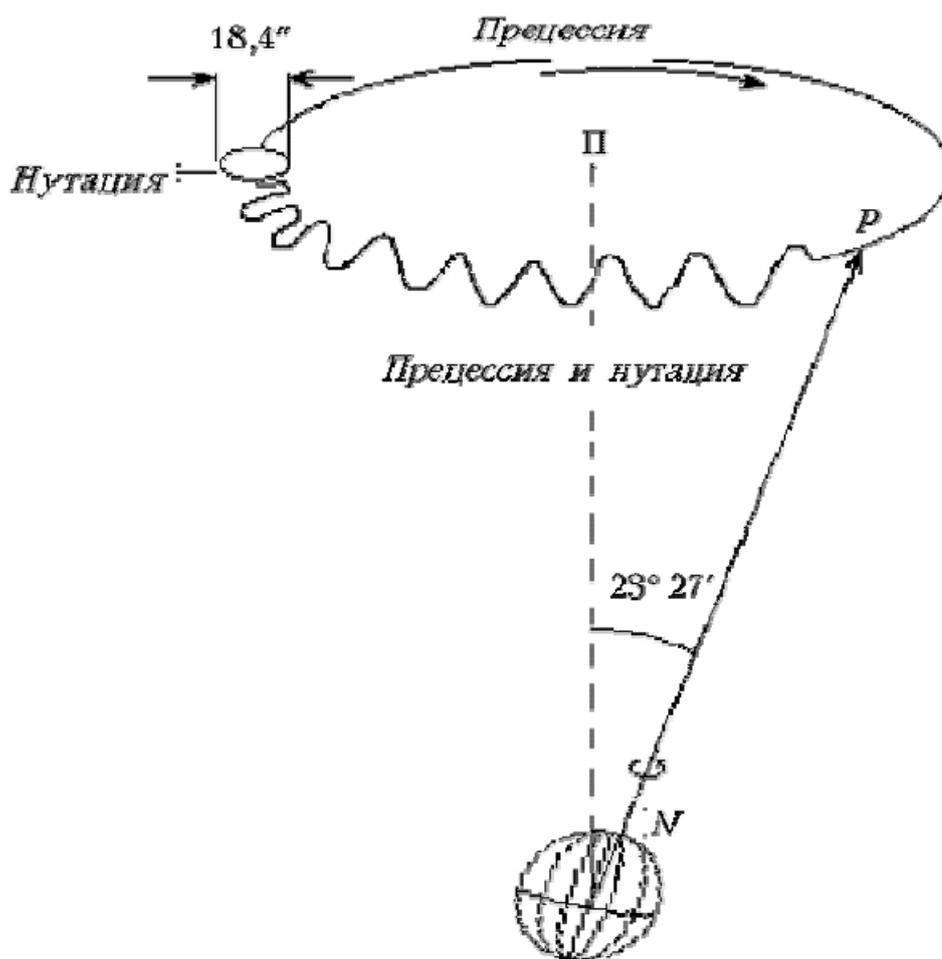


Рис. 1.6. Схема движения оси вращения Земли в пространстве для внеземного наблюдателя

В течение года массы воздуха и влаги (воды, снега и льда) перераспределяются между материками и океанами, между Северным и Южным полушариями. Так, в январе масса воздуха над континентом Евразия на $6 \cdot 10^{15}$ кг больше, чем в июле. От января к июлю из Северного полушария в Южное переносится $4 \cdot 10^{15}$ кг воздуха. В течение всей зимы происходит накопление снега в северных районах Евразии и Северной Америки. Весной снег тает, и влага возвращается в Мировой океан. Все это меняет момент инерции Земли и в какой-то степени сказывается на ее вращении. Оценки показывают, что сезонное перераспределение воздушных и водных масс мало влияет на сезонную неравномерность вращения Земли, но влияет на вынужденное движение полюсов.

Закручивание и раскручивание траектории движения полюса объясняется тем, что он совершает два периодических движения: свободное с периодом около 14 месяцев и вынужденное с годовым периодом. Свободное движение полюсов появляется, если ось вращения Земли каким-либо образом отклоняется от оси ее наибольшего момента инерции. Если ось вращения отклонить, отклонение затухает со временем, так как энергия свободного движения полюсов превращается в Земле в тепло. Отсутствие затухания свободного движения полюсов указывает на то, что имеются процессы, непрерывно его поддерживающие. К таким процессам относят землетрясения, взаимодействие ядра и мантии, лунно-солнечную прецессию, межгодовые колебания системы «Земля – океан – атмосфера» и т.д.

На сезонную неравномерность вращения Земли влияет атмосферная циркуляция. Известно, что в среднем атмосфера движется относительно земной поверхности в низких широтах с востока на запад (дуют восточные ветры), а в умеренных и высоких – с запада на восток (преобладают западные ветры).

Момент импульса восточных ветров отрицателен, так как направлен против вращения, западных – положителен. Суммарный момент импульса Земли и атмосферы всегда остается неизменным. Момент импульса ветров всегда положителен, вероятно, атмосфера как тело вращается вокруг оси быстрее поверхности Земли.

Все большее значение приобретает перемещение вещества вследствие индустриальной деятельности человечества без учета вращения Земли. Планета массивна и обладает значительной инерцией, но как вращающееся тело чувствительна к перемещению веществ по своей поверхности.

1.8. Геофизические параметры Земли

Продольные сейсмические волны, проходя ниже толщи осадочных пород, в большинстве случаев приобретают скорость порядка 5,5–6,0 км/с. С такой скоростью продольные упругие волны проходят через магматические породы кислого состава, т. е. граниты и близкие к ним породы. Под слоем осадочных пород залегает так называемая гранитная оболочка. Мощность слоя гранита в некоторых местах достигает нескольких десятков километров. Гранита мало, местами совсем нет под глубоководными частями дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Под равнинами материков слой гранита почти повсеместно обладает мощностью около 10 км или немного больше. Под современными горными цепями, такими как Альпы или хребты Памира, слой гранита достигает наибольшей мощности – до 40 км.

Базальтовый слой обнаруживается по увеличению скорости распространения упругих колебаний, проходящих ниже подошвы гранитного слоя, до 6,5 км/с для продольных волн, что соответствует основным породам, таким, например, как базальт. В области обширных и плоских равнин материков, т. е. современных платформ, слой базальта достигает значительной мощности – до 30 км. Под горными хребтами его толщина определяется в 15–20 км, под дном океанов он еще тоньше – от 5 до 15 км.

Осадочный, гранитный и базальтовый слои вместе образуют оболочку, которая получила наименование сиаль от слов *silicium* (кремний) и *aluminium* (алюминий). Обычно с сиалической оболочкой отождествляют понятие земной коры, слой *A*. При этом земная кора обладает наибольшей мощностью (50–70 км) в пределах горных хребтов. В области материков она сохраняет примерно одинаковую толщину порядка 30–40 км, в области океанов значительно тоньше – до 10 км. Данные различия послужили ос-

новой для выделения трех главных типов земной коры: тип, отвечающий современным горным системам, возникшим на базе молодых кайнозойских геосинклиналей, имеющий наибольшую мощность; тип платформенный – средних значений мощность; тип океанический – наименьшая мощность. Кроме основных типов, выделяют дополнительные, например зоны, переходные от материка к океану; зоны, отвечающие областям четвертичной активизации древних платформ, и др. В качестве средней мощности коры (слоя *A*) можно принять 33 км.

Глубже, т. е. ниже слоя *сиаль*, скорость распространения продольных упругих колебаний достигает 7,8 км/с, и здесь должны залегать ультраосновные породы, более богатые железом и магнием, чем основные. Это так называемая мантия Земли, или *сима* (от *silicium* и *magnium*) – слой *B*. В некоторых местах на дне океанов породы мантии выходят на поверхность. Граница между земной корой и мантией, т. е. подошва земной коры, обычно дифференцируется. Упругие и некоторые другие свойства вещества меняются на границе скачком и поверхность именуется поверхностью раздела первого рода. Скорость продольных сейсмических волн для верхнего горизонта (*сиаль*) в Средней Азии определяется в 5,5–6,3 км/с, нижнего, т. е. ниже поверхности раздела (*сима*), – 7,9 км/с. Для Атлантического побережья Северной Америки получены скорости соответственно 5,8 и 7,5 км/с.

Ниже поверхности раздела скорость повышается до 8 км/с. Поверхность часто именуется поверхностью *C*. Мохоровичича. Ниже уровня 2900 км скорость упругих колебаний падает с 13,6 до 8,1 км/с; это для продольных волн. Поперечные волны вообще не проходят глубже 2900 км.

Скорость продольных волн, после того как они прошли эту границу, начинает расти, но медленно и постепенно, увеличиваясь от 8,1 км/с на уровне 2900 км до 11,3 км/с в центре Земли (рис. 1.7).

Имеются основания говорить о наличии еще нескольких поверхностей раздела. Так, отмечается некоторое падение скоростей упругих волн (на величину около 3 %) в слое, расположенном на глубине от 70 до 150 км (под океанами – глубже). Этот

слой именуется астеносферой (или волноводом) и характеризуется относительно пониженными значениями вязкости.

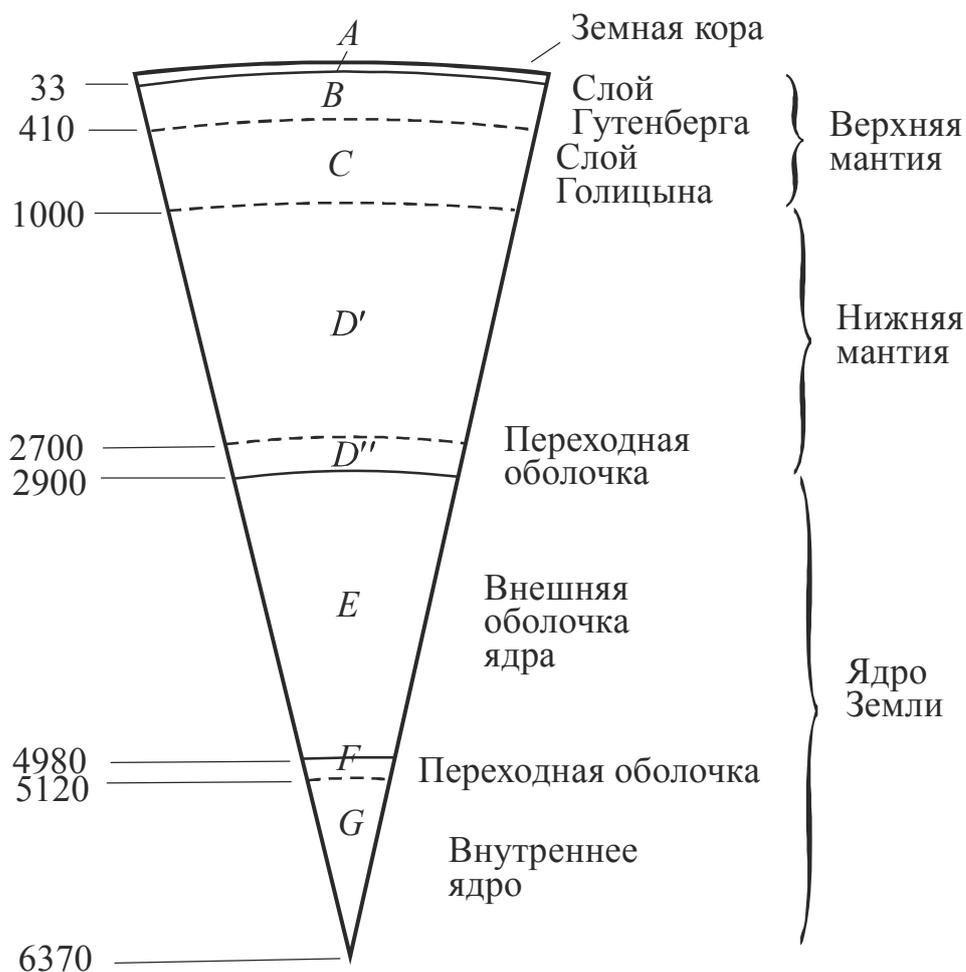


Рис. 1.7. Строение оболочки Земли

Подтверждается наличие слоя необычно быстрого роста скоростей, что наблюдается на глубинах от 410 до 1000 км. Явление это впервые было обнаружено русским ученым Б.Б. Голицыным (в 1912–1913 гг.), поэтому известный советский геофизик В.А. Магницкий предложил именовать этот слой слоем Голицына (индекс *C* на рис. 1.7). Оболочка, расположенная выше, от подошвы коры до глубины 410 км, именуется слоем Гутенберга.

Между глубинами 1000 км и 2900 км располагается нижняя мантия (индексы *D'* и *D''*). В ее основании отмечается узкий переход на глубине 2700–2900 км (индекс *D''*). Обнаружены признаки расчленения и ядра Земли, внутри которого следует выделять внутреннее, или центральное, ядро (индекс *G*), отделенное от внешней оболочки ядра (индекс *E*) переходной зоной (индекс *F*).

F) на глубинах 4980–5120 км. Сейсмология позволяет говорить и о других поверхностях раздела, но менее существенного значения.

1.9. Плотность и давление внутри Земли

Чтобы рассчитать давление внутри Земли, вызванное весом горных пород, слагающих различные оболочки, так называемое петростатическое давление, нужно знать плотность пород на всех глубинах и величину силы тяжести также на всех глубинах вплоть до центра.

Плотность пород с глубиной растет, хотя и неравномерно. От $2,5 \text{ г/см}^3$ в среднем на поверхности она доходит до $3,4 \text{ г/см}^3$ на глубине около 400 км и до $5,6 \text{ г/см}^3$ на уровне 2900 км (выше этой поверхности). На границе ядра в величине плотности наблюдается скачок до $9,7 \text{ г/см}^3$ и затем она растет равномерно, доходя в центре ядра до 13 г/см^3 .

Плотность в ядре достигает $17,9 \text{ г/см}^3$. Если бы Земля состояла из пород одного и того же удельного веса, ускорение силы тяжести снижалось бы равномерно от поверхности к центру. Ядро плотнее наружных частей, поэтому ускорение силы тяжести близ границы ядра достигает максимума (рис. 1.8).

Изменение давления внутри Земли показано на рис. 1.9.

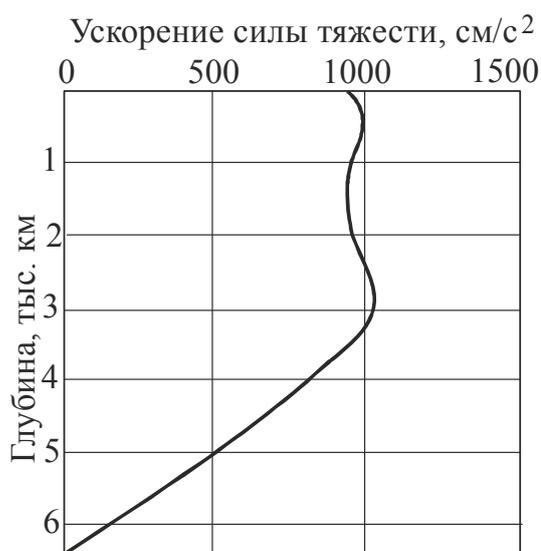


Рис. 1.8. Ускорение силы тяжести внутри Земли

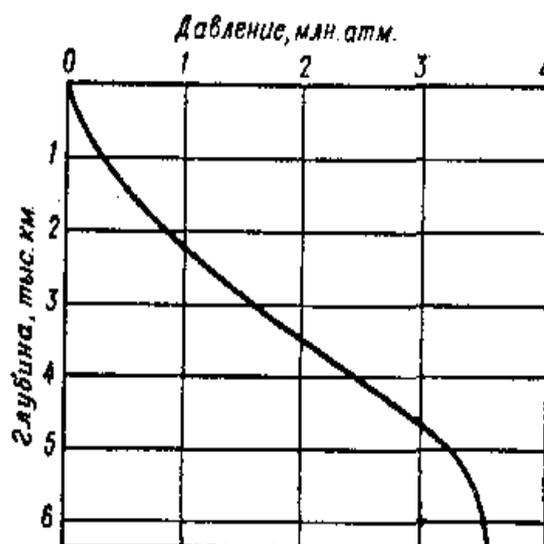


Рис. 1.9. Давление внутри Земли

У подошвы земной коры (на глубине 50 км) давление составляет около 13 тыс. атм., на границе ядра – около 1,3 млн атм.; в центре Земли – почти 4 млн атм.

Температура внутри Земли по данным измерений в буровых скважинах, в шахтах с глубиной растет, повышаясь в среднем на 3 °С каждые 100 м. В связи с этим вводится понятие геотермического градиента – это изменение температуры в градусах на единицу длины, и геотермической ступени – это глубина в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 1 °С. Геотермический градиент и геотермическая ступень меняются в зависимости от местных геологических и физико-географических условий. Известный советский специалист в области геотермии (геотермия – наука о тепле земного шара) С.А. Красковский указывает, что геотермический градиент может меняться от 0,005 до 0,25 °С/м, что соответствует 5 или 250 °С/км.

Вычисления, основанные на учете теплопроводности горных пород, величины теплового потока, идущего из глубины к поверхности, и других параметров, показывают, что геотермический градиент, свойственный для наружных частей земного шара, сохраняется более или менее постоянным не далее чем на протяжении первых 15–20 км. Глубже рост температуры замедляется, у подошвы силикатной оболочки температура не выше 900–1000 °С. Учитывая эти изменения, В.А. Магницкий указывал, что на глубине 100 км должна существовать температура около 1300 °С. Можно представить изменение температуры на глубинах от 0 до 300 км, например, как показано в табл. 1.4.

Таблица 1.4

Изменение температуры на уровнях от 0 до 300 км
ниже поверхности Земли

Глубина, км	0	20	40	60	80	100	300
Температура, °С	0	550	800	1050	1200	1350	1700

Агрегатное состояние вещества внутри Земли исследуется различными методами. Известно, что продольные и поперечные волны свободно проходят через все оболочки Земли, заключен-

ные между дневной поверхностью и границей ядра, и вещество ведет себя так, как если бы оно было твердым. С таким выводом согласуются данные астрономии, согласно которым твердость Земли в целом близка к твердости стали. Все оболочки Земли, кроме ядра, должны считаться находящимися в твердом состоянии. Жидкое состояние материи можно допустить для совершенно незначительных участков в толще земной коры или в астеносфере. Они приурочены к тем местам земной коры, в пределах которых происходят интенсивные складкообразовательные движения и которые отличаются мощным сиалическим слоем, содержащим значительные количества радиоактивных элементов и разогревающимся относительно быстро.

Тектонические движения захватывают толщу Земли на многие сотни километров вглубь и происходят глубокофокусные землетрясения, т. е. землетрясения с очагами, лежащими на глубинах в сотни километров. Одной из особенностей тектонических движений является их низкая скорость – порядка нескольких миллиметров или сантиметров в год. Другим свойством тектонических движений являются различные направления и скорости.

Следовательно, вещество наружных оболочек способно к перемещениям, притом повсеместным и крайне дифференцированным, но вместе с тем оно находится в твердом состоянии.

Твердость, как и твердость тел кристаллического строения, не исключает способность к деформациям. Кристаллы способны к деформациям без разрыва, к изгибам в твердом состоянии без изменения и нарушения своей кристаллической природы, формы кристаллической решетки, даже ориентировки элементов этой решетки. Многие минералы и горные породы потенциально пластичны, т. е. обладают в большей или меньшей степени способностью к пластическим деформациям.

Высокое давление и высокая температура внутри Земли благоприятствуют развитию пластических деформаций. Многие кристаллы становятся пластичными только в условиях всестороннего давления, превышающего их прочность. Давление играет более существенную роль, чем температура. Способность к деформациям может быть обусловлена не только пластичностью. Порода, состоящая из бесконечного количества отдельных

минеральных зерен, получает дополнительные возможности к деформации вследствие перемещений зерен. Комбинация высокого давления и высокой температуры способствует превращению кристаллических тел в аморфные, появляется возможность течь, как текут жидкости, без каких-либо ограничений в направлении.

Можно считать, что породы, находящиеся на глубине 15–20 км и больше, оставаясь твердыми, получают возможность проявить свои пластические свойства в гораздо большей степени, чем на поверхности.

Тектонические движения представляют собой пример движений очень медленных, длинного периода. Удары землетрясений, распространяющиеся по толще Земли с огромной скоростью и быстро затухающие, наоборот, являются примером резких и кратковременных движений. На воздействия короткого периода недра Земли реагируют как твердое тело; на воздействия длинного периода – как жидкое.

2. Геохимия

2.1. Химический состав Земли

Геохимия изучает химические элементы, из которых состоит земной шар, их распределение и миграцию. Геохимия – это синтезирующая наука по отношению к минералогии и петрографии, объектами изучения которых являются минералы и горные породы. Геохимия изучает состав всех оболочек планеты.

Атмосфера – воздушная оболочка Земли, состоящая в основном из азота и кислорода с небольшим количеством водяных паров, углекислого газа и некоторых редких благородных газов, например аргона.

Гидросфера – водная оболочка, включающая природные воды. Сюда относятся воды океанов, морей, озер и рек, покрывающие свыше 70 % поверхности Земли, а также подземные воды, насыщающие горные породы.

Литосфера – каменная оболочка, представляющая твердую наружную оболочку Земли. Литосфера построена из горных пород, таких, например, как гранит, базальт, песчаник или известняк.

Горные породы – это сложные природные тела, состоящие из сочетания более простых химических и физических тел – минералов. Минералы – это природные физически и химически индивидуализированные тела, возникающие в земной коре в результате физико-химических процессов без какого-либо специального вмешательства человека в эти процессы. К минералам относятся кварц, полевой шпат и слюда, образующие горную породу гранит; кальцит, составляющий основу таких горных пород, как известняк и мрамор. Минералы в свою очередь состоят из химических элементов.

Биосфера – оболочка Земли, в пределах которой развивается органическая жизнь. Она пронизывает атмосферу, гидросферу и верхнюю часть литосферы и является заметным фактором разнообразных превращений и изменений, протекающих в поверхностных частях Земли. Живые организмы разрушают и

видоизменяют ранее созданные горные породы и минералы, в результате чего возникают новые соединения, новые минералы. Кроме того, они сами поставляют материал для накопления органических пород, таких как известняки, трепел, мел, каменный уголь и др.

Вернадский предложил выделять еще одну оболочку – ноосферу, ту часть земного шара, на которую распространяется активное и все усиливающееся воздействие человека, становящегося одним из весьма заметных факторов геологического значения.

Среди коренных пород, выходящих на дневную поверхность, преобладающее значение принадлежит осадочным. По мере увеличения глубины быстро возрастает роль сначала метаморфических, а затем магматических пород. Последние составляют 95 % от всей массы пород, заполняющих первые 10–15 км толщи земной коры. Поскольку химический состав горных пород известен, известен и химический состав внешних частей земной коры. Относительно химического состава более глубоких слоев Земли достоверных данных нет.

На Землю в довольно больших количествах выпадают метеориты, блуждающие в мировом пространстве. В течение года Земля получает в виде метеоритов десятки тысяч тонн вещества. В начальные периоды жизни Земли их выпадало, по всей видимости, гораздо больше. До последнего времени считалось, что метеориты, так же как и астероиды (малые планеты), представляют собой осколки распавшейся планеты, орбита которой находилась где-то между Землей и Марсом. Согласно другим гипотезам планеты суть скопления метеоритов или же мельчайших частиц, составлявших космическое газопылевое облако. Так или иначе, между планетами (в том числе и Землей) и метеоритами имеется некоторая родственная связь, поэтому состав метеоритов не должен сильно отличаться от состава планет, в том числе и Земли. Совершенно правильно отметил это обстоятельство еще в 1932 г. академик А. Е. Ферсман: «Огромное значение в постановке геохимических проблем играют метеориты, и, может быть, впервые сейчас мы начинаем понимать, какую огромную роль приобретает продуманный и углубленный анализ метеоритов не только для определения состава Земли, но и для выяснения тех

законов отклонения состава земной коры от состава Земли в целом, которые необходимы для ясного понимания общего количества элементов в доступной нам земной коре».

К настоящему времени хорошо изучено много сотен выпавших на Землю в разные времена и в разных местах метеоритов. Из них меньшая часть – железные, остальные – каменные. Железные метеориты содержат около 91 % самородного железа, остальное приходится на никель (8 %), фосфор и кобальт (1 %). Каменные метеориты по своему составу очень близки к ультраосновным породам типа перидотитов и содержат по преимуществу такие минералы, как оливин и близкие к нему. Исходя из этих данных, казалось бы, нетрудно вычислить средний химический состав метеоритов, однако на деле здесь встречаются некоторые трудности.

Непосредственный анализ всех найденных метеоритов с последующим суммированием результатов приводит к выводу о резком преобладании в метеоритах железа. Так, О. Фаррингтон получил в свое время (1911 г.) такие цифры: железо – 72,1 %, кислород – 10,1 %, никель – 6,5 %, кремний – 5,2 %, магний – 3,8 %, остальные элементы – менее 1 % каждый. Через 38 лет, в 1949 г., Г. Браун пришел к таким цифрам: железо – 45,7 %, кислород – 24,6 %, кремний – 12,3 %, магний – 9,5 %, никель – 3,5 %.

В этих расчетах не учитывалось одно обстоятельство: нельзя считать, что химический состав изученных метеоритов соответствует действительному их составу. Во-первых, встречаясь с Землей, метеориты подвергаются мощному энергетическому и динамическому воздействию атмосферы и бесследно теряют часть вещества, испаряясь и разрушаясь. Особенно это касается каменных и рыхлых тел. Железные метеориты прочнее, они легче проникают через атмосферу и достигают поверхности Земли. Во-вторых, чаще удается находить железные метеориты (как сильно отличающиеся по составу и внешнему виду от обычных пород поверхностного покрова), чем каменные, очень похожие на распространённые горные породы. Если ввести в расчеты вытекающие отсюда поправки, то средний химический состав метеоритов окажется иным, чем представлялось раньше. Сотрудники Института физики Земли Академии наук СССР Б.Ю. Левин и

С.В. Козловская в 1955 г. выполнили работу по пересмотру всех данных и получили новые цифры, очень близкие к тем, что еще ранее, в 1932 г., получил академик А.Е. Ферсман.

Химическое тождество вещества Земли и метеоритов положено в основу данных, характеризующих состав Земли.

Химическое родство, химическое единство небесных тел – вывод, имеющий большое методологическое значение,

Установлено, что на железо, кислород, кремний, магний, никель, кальций, серу и алюминий приходится около 98 % массы всей Земли; остальные элементы составляют всего 2 % массы Земли.

2.2. Геохимическая классификация элементов

По поведению химических элементов в геологических процессах их разделяют на пять групп:

- 1) литофильные;
- 2) халькофильные;
- 3) сидерофильные;
- 4) атмофильные;
- 5) биофильные.

Литофильные элементы – элементы горных пород. Они проявляют сродство с кислородом и образуют минералы – кислородные соединения: окислы, гидроокислы, силикаты, карбонаты и др. К ним относятся O, Si, Mg, Al, Fe, Ca, Na, K, Zr, Ti, U, Th, Mn, Cr, V, Cl, F и др.

Халькофильные элементы – природные соединения с серой, селеном, теллуrom: сульфиды, селениды, теллуриды. Они легко переходят в самородное состояние: S, Cu, Fe, Pb, Zn, Cd, As, Sb, Hg и др.

Сидерофильные элементы растворяются в расплавах железа и образуют с ним твердые сплавы. Многим из них свойственно самородное состояние. Сидерофильными являются Fe, Ni, Co, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Mo, Re, C, Au и др.

Атмофильные элементы – элементы земной атмосферы: N, O, C, He, Ne, Ar, Kr, Xe и др.

Биофильные элементы – элементы биосферы: С, Н, О, N, Р и отчасти Са, Mg, Fe, К, I и др.

Эта классификация не является строгой, так как один и тот же элемент в различных геологических условиях может демонстрировать те или иные геохимические свойства. Например, железо является и литофильным, и халькофильным, и сидерофильным, и биофильным элементом, так как участвует в биологических процессах.

Геохимия изотопов. Геохимия изотопов основана на варьировании изотопного состава стабильных элементов. Известно, что соотношение разных изотопов стабильного элемента может изменяться в ходе геологических процессов вследствие их разделения.

Например, для изотопов кислорода, дейтерия, водорода в качестве международного стандарта используют отношения изотопов в океанической воде. Наиболее широко в геохимии используют изотопные отношения D/H, O^{18}/O^{16} , Pb^{207}/Pb^{204} , Pb^{206}/Pb^{204} , S^{34}/S^{32} , Sr^{87}/Sr^{86} , C^{13}/C^{12} и др.

По изотопным отношениям можно установить источник минерального вещества, проследить путь его миграции, найти температуру образования геологического объекта, установить источник воды, участвующей в геологическом процессе, оценить роль биогенного фактора в формировании геологического объекта. С помощью изотопов можно определить прогнозно-поисковые признаки месторождений полезных ископаемых, абсолютный возраст геологического образования и др.

Было установлено: в веществах, образующих твердые, жидкие и газообразные фазы, тяжелые изотопы накапливаются в более плотной фазе. Поэтому метеорная вода обедняется дейтерием (D) и O^{18} по сравнению с океанической водой. В биогенных продуктах накапливаются более легкие изотопы. Существуют различные методы определения абсолютного возраста по изотопным отношениям. Например, свинцовый метод основан на реакциях распада урана



Видно, что образование одного атома свинца сопровождается исчезновением одного атома урана, т.е. атом за атом.

На основании этого эффекта получили выражение, позволяющее определять абсолютный возраст по величине изотопных отношений свинца Pb^{207}/Pb^{206} в урансодержащих минералах (например, в цирконе $Zr[SiO_4]$).

Минералы. Минералы – это природные химические соединения или самородные химические элементы, возникшие в результате определенных физико-химических процессов, протекающих в земной коре и на ее поверхности. Большинство минералов представляет собой кристаллические тела и лишь немногие из них (затвердевшие коллоиды, стекло, жидкие и газообразные) – аморфные. Кристаллическое строение минералов выражено в их геометрически правильной многогранной форме. Формы природных кристаллов весьма разнообразны – правильные кубические кристаллы поваренной соли (галита); шестигранные призмы, увенчанные пирамидами, – кристаллы горного хрусталя (кварца); восьмигранники, или октаэдры, магнитного железняка (магнетита) и двенадцатигранники граната. В каждом кристалле различают плоскости, или грани, ограничивающие многогранник, ребра – линии пересечения граней, и вершины – точки пересечения ребер. Форма кристаллов зависит от расположения в пространстве элементарных частиц – атомов, ионов, молекул. Упорядоченное расположение в пространстве атомов, ионов, молекул образует структуру кристаллов, или их кристаллическую (пространственную) решетку.

Основы учения о кристаллах были заложены и разработаны в конце XIX в. крупнейшим русским ученым Е.С. Федоровым. Для всего многообразия кристаллических форм он вывел 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах.

2.3. Геохимия земной коры

Главнейшие породообразующие и рудные минералы объединяются в несколько классов.

1. *Самородные элементы.* В этот класс входят минералы, состоящие из одного химического элемента. Известно около 45 минералов данного класса, но в строении земной коры они состав-

ляют 0,1% по весу. К нему относятся самородное золото, серебро, медь, платина, графит, алмаз, сера и др.

2. *Сульфиды*. Эти минералы представляют собой соединения различных элементов с серой. Они также составляют небольшую долю в строении земной коры, но включают ряд важнейших руд, содержащих свинец, медь, цинк, молибден и другие элементы. К ним относятся пирит (серный колчедан) FeS_2 , халькопирит (медный колчедан) CuFeS_2 , галенит (свинцовый блеск) PbS , сфалерит (цинковая обманка) ZnS , молибденит (молибденовый блеск) MoS_2 , киноварь (кровь дракона с арабского) HgS и др.

3. *Галоидные соединения*. Минералы этого класса в химическом отношении представляют собой соли галоидно-водородных кислот. Наиболее распространены хлористые и фтористые соединения. К ним относятся галит – поваренная соль NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{MgCl}_2\text{KCl}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и флюорит – плавиковый шпат CaF_2 .

4. *Оксиды и гидроксиды*. Это соединения различных элементов с кислородом – оксиды, а также с кислородом и гидроксильной группой OH – гидроксиды. Минералы данного класса подразделяются на две группы:

- 1) оксиды и гидроксиды кремния – группа кварца;
- 2) оксиды и гидроксиды металлов.

Кварц SiO_2 – один из наиболее распространенных минералов в земной коре, составляющий по весу около 12 % и входящий в состав почти всех генетических типов горных пород. Гидроксид кремния представлен аморфным минералом $\text{SiO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$, называемым опалом.

В группу оксидов и гидроксидов металлов входит ряд важнейших рудных минералов: магнетит – магнитный железняк $\text{Fe}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_4$, гематит – железный блеск, или красный железняк Fe_aO_s , корунд Al_2O_3 , хромит – хромистый железняк FeCr_2O_4 , уранинит (черная двуокись урана) UO_2 , лимонит (бурый железняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$, составная часть боксита $\text{Al}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$ (гиббсит).

5. *Карбонаты*. В класс карбонатов входят минералы, представляющие собой соли угольной кислоты: кальцит (известковый шпат) CaCO_3 , прозрачная разновидность которого называется исландским шпатом, доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит (железный

шпат) FeCO_3 , магнезит MgCO_3 , малахит (медная зелень) $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$.

6. *Фосфаты*. Среди фосфатов наибольшее практическое значение имеют апатит и близкий к нему по химическому составу фосфорит.

7. *Сульфаты*. К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли серной кислоты: гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит (безводный сульфат кальция) CaSO_4 , мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, барит (тяжелый шпат) BaSO_4 .

8. *Вольфраматы*. К ним относятся вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ и шеелит CaWO_4 .

9. *Силикаты*. В класс силикатов входят наиболее распространенные в земной коре породообразующие минералы, чрезвычайно сложные по химическому составу и содержащиеся во всех типах горных пород. Они составляют примерно одну треть всех известных минералов. Силикаты, включая кварц, составляют по весу более 90 % всей земной коры. Многие из них – важнейшие полезные ископаемые.

Стройная классификация сложного класса минералов стала возможной, благодаря кристаллохимическим исследованиям, установившим тесную связь их структур с химическим составом. Химический состав и кристаллическая структура преобладающего большинства силикатов отличаются значительной сложностью. В основе кристаллической решетки всех силикатов лежит ионная четырехвалентная группировка SiO_4 , которая образует тетраэдр, обладающий четырьмя свободными валентными связями. Благодаря этому он может присоединять ионы Fe, Mg, Ca, Na, K и соединяться с другими тетраэдрами. В некоторых силикатах часть ионов кремния замещается ионами алюминия, и в этом случае они называются алюмосиликатами. Все силикаты по внутренней структуре подразделяются на островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные. Остановимся лишь на главнейших породообразующих силикатах.

Островные силикаты имеют структуру из изолированных тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ с присоединенными к ним ионами других элементов. Среди них наиболее распространен оливин, или перидот

$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. К островным силикатам относятся гранаты: альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$.

Кольцевые силикаты отличаются тем, что кремнекислородные тетраэдры в них образуют замкнутые кольца, например минерал берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

Цепочечные силикаты – это те, в которых тетраэдры соединяются в непрерывные цепочки. К ним относится группа пироксенов. Здесь следует назвать минералы гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, отличающийся более сложным химическим составом и частичной заменой кремнезема алюминием.

В *ленточных силикатах* кремнекислородные тетраэдры, соединяясь, образуют обособленные ленты. К ним относится группа амфиболов с очень сложным и меняющимся химическим составом. Наиболее распространенным минералом является роговая обманка. Химический состав роговой обманки сложный и непостоянный. Она встречается в магматических и метаморфических породах.

Слоевые, или листовые, силикаты объединяют многие минералы, структура которых обусловлена сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя. Среди них важное породообразующее значение имеют слюды, например мусковит – калиевая бесцветная слюда. К этой же группе относятся серпентин, или змеевик, и тальк.

К слоевым силикатам относятся также глинистые минералы, содержащие гидроксильную группу, кристаллизационную и адсорбированную воду. Образуются они в процессе выветривания различных горных пород, особенно магматических и метаморфических, содержащих полевые шпаты, слюды и другие минералы. По структуре среди глинистых минералов выделяются двухслойные и трехслойные. В первых из них один слой сложен кремнекислородными тетраэдрами, другой – гидроксильными октаэдрами, в центре которых находятся ноны алюминия или магния. К ним относится каолинит.

К трехслойным глинистым минералам относится монтмориллонит. Особенностью его структуры является разделение трехслойных пакетов слабо связанной водой, что обуславливает

способность этого минерала сильно набухать и увеличиваться в объеме при смачивании. Монтмориллонит, бейделлит и другие разновидности минералов составляют группу, имеющую широкое распространение в почвах.

Гидрослюды представляют собой измененные слюды и являются промежуточными минералами между слюдами и монтмориллонитом.

Каркасные силикаты объединяют наиболее важные породообразующие минералы – кварц и полевые шпаты. В них кремнекислородные тетраэдры сцеплены через все четыре вершины, что создает каркас. Кварц SiO_2 , по структуре относящийся к этой группе, с химической точки зрения является окислом и рассматривается вместе с другими окислами.

Группа полевых шпатов объединяет самые распространенные породообразующие минералы в земной коре, составляя в ней по весу свыше 50 %. Они подразделяются на калиево-натриевые и известково-натриевые полевые шпаты, или плагиоклазы. К первым относится минерал ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Плагиоклазы представлены непрерывным рядом изоморфных минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит.

К железисто-карбонатным породам относятся сидериты, состоящие из сидерита FeCO_3 с примесью сульфидов железа, карбонатов кальция и магния и др. Они встречаются среди глин и мергелей чаще всего в виде линз и отдельных конкреций, реже образуют слои. Сернисто-железистые породы состоят преимущественно из сульфидов железа – пирита и марказита. Они встречаются преимущественно в виде конкреций или маломощных линз.

Фосфатные породы представляют собой осадочные породы, содержащие 12–40 % P_2O_4 и называемые фосфоритами. По форме залегания различают фосфориты конкреционные, или желваковые, если они представлены желваками шаровидной или неправильной округлой формы, и пластовые, когда они сцементированы в плиты конгломерата.

Фосфориты залегают обычно в виде включений в песчано-глинистых или карбонатных породах и имеют размеры всего несколько сантиметров в поперечнике (редко 10–20 см). Фосфори-

товые конкреции возникли на дне моря в еще не затвердевших илистых осадках вследствие концентрации соединений фосфора вокруг некоторых центров.

Каустобиолиты – органогенные горючие породы. К группе каустобиолитов относятся горные породы, имеющие очень большое значение как ценнейшие горючие ископаемые. Среди них выделяются породы угольного ряда и породы битумного ряда – нефть и др.

Породы угольного ряда большей частью происходят из растительного вещества, преимущественно высших растений и их смолистых выделений. Такие породы относятся к группе гумусовых. В меньшей степени развиты породы, образующиеся в озерных водоемах за счет скопления растительных остатков (водорослей) и простейших планктонных организмов совместно с тонким терригенным материалом. Эти породы относятся к группе сапропелевых.

Гумусовые породы можно представить в виде ряда торф – бурый уголь – каменный уголь – антрацит, показывающего различную степень разложения органического вещества, характер и степень преобразования пород. Необходимо отметить, что большее количество углей накопилось в период отсутствия микроорганизмов, активно разлагающих древесину. В современном мире мертвая древесина активно разлагается простейшими и специализированными микроорганизмами.

Нефть – природная горючая маслянистая жидкость темного бурого или черного цвета, обладающая специфическим запахом. Она состоит из жидких углеводородов. В природных условиях встречается нефть различного типа в зависимости от преобладания или сочетания тех или иных углеводородов: метановая, метанонафтенная, нафтенометаноароматическая, нафтеноароматическая и ароматическая. Подавляющее большинство современных исследователей придерживаются органической, или биогенной, гипотезы происхождения нефти и природного газа. Известно, что почти все месторождения нефти и газа на земном шаре приурочены к осадочным отложениям, образовавшимся в морских водоемах в прошлые геологические периоды.

На основании закономерностей распределения нефтяных месторождений согласно органической гипотезе происхождение нефти и природного газа связывается с преобразованием мельчайших остатков растений, морских беспозвоночных, осевших в рассеянном состоянии вместе с минеральными иловыми частицами на дно морских водоемов.

2.4. Дифференциация вещества земной коры

Дифференциация вещества земной коры происходит под влиянием двух основных процессов:

- 1) флюидно-магматического;
- 2) флюидно-метаморфического.

Флюидно-магматическая дифференциация протекает преимущественно в гранулитобазальтовом слое коры под воздействием флюидов, главными компонентами которых являются H_2 , CO , CH_4 , CO_2 . Флюиды имеют восстановительный характер и поэтому почти безводны: H_2 и CH_4 еще не успели окислиться. Флюиды являются щелочными и выносят из мантии несовместимые там щелочные элементы K , Na . Обладая высокой температурой, флюиды в гранулитобазальтовом слое коры порождают очаги магмообразования, в которых вследствие частичного плавления субстрата выплавляются магмы андезитового, дацитового и реже риолитового состава. Магмы уходят вверх и, раскристаллизовываясь, формируют массивы гранодиоритов, диоритов, гранитов в гранитогнейсовом слое коры. В нижнекорковых очагах магмообразования последовательность перехода химических элементов в расплав описывается следующим рядом понижающейся подвижности петрогенных элементов: $K-Na-Si-Al-Ti-Fe-Ca-Mg$. Более подвижные элементы ряда $K-Na-Si-Al$ – элементы кислых магм. Они обогащают образующуюся магму, уходя с ней вверх, производят раскисление верхней коры, и прежде всего ее гранитогнейсового слоя. Менее подвижные элементы ряда Mg, Ca, Fe, Ti – элементы основных магм. Они, оставаясь на месте, повышают геохимическую основность пород гранулитобазитового слоя коры. Вместе с кислыми магмами уходят вверх в гранитогнейсовый слой и малые элементы: $Rb, Cs, Li, Cu, Ag, Zn, Cd, Pb$,

Hg, As, Sb, Sn, W, Mo, Zr, Ta, Nb, U, Th и др., которые плохо совместимы с минералами гранулитбазитового слоя коры. Нижнекорковые флюиды мантийного генезиса преимущественно углекислотно-водородного состава являются безводными и не обладают большой растворяющей и транспортирующей способностью. В гранулитобазитовом слое земной коры главным процессом дифференциации вещества является флюидно-магматический.

Флюидно-метаморфическая дифференциация в основном протекает в гранитогнейсовом слое земной коры. Восходящие мантийные флюиды на границе Конрада окисляются, в них появляется вода за счет окисления H_2 , CH_4 и возрастает количество CO_2 . Флюид становится углекислотно-водным и обладает большой растворяющей и транспортирующей способностью. К этому флюиду добавляется вода, отжимаемая возрастающим литостатическим давлением из пород, и вода, образующаяся при дегидратации минералов: амфиболов, слюд и др. Флюид становится кислым, так как $H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$. Просачиваясь через породы гранитогнейсового слоя, он производит кислотное выщелачивание пород, т.е. мобилизует и переносит прежде всего щелочные и щелочно-земельные элементы. Этому способствует и кислотный анион Cl^- , мобилизованный из порового пространства пород. Поэтому в гранитогнейсовом слое коры ряд понижающейся подвижности петрогенных элементов становится иным и приобретает вид $K-Na-Ca-Fe^{2+}-Mg-Si-Al-Fe^{3+}-Ti$. Вынос элементов первой половины этого ряда приводит к дебазификации – понижению основности пород верхней коры. Накопление элементов конца ряда, и главным образом Si и Al, приводит к раскислению пород гранитогнейсового слоя. В результате флюидно-метаморфической дифференциации гранитно-метаморфический слой коры понижает основность и повышает кислотность своих пород. Указанная дифференциация главных петрогенных элементов сопровождается дифференциацией и малых элементов. Малые элементы, геохимически близкие к более подвижным петрогенным элементам (K, Na, Ca, Fe^{2+} , Mg), оказываются также подвижными, мигрируют в более высокие горизонты коры, накапливаясь там в повышенных концентрациях вплоть до

образования месторождений Li, Rb, Cs, St, Ba, Tr, Cu, Pb, Zn, Hg, As, Sb, Mo, Sn, W и др.

Гранитные расплавы, обладая низкой энергоемкостью, не испытывают значительного перемещения вверх и обычно образуют вблизи очаговых зон или прямо на их месте крупные батолитовые массивы слюдяных гранитов. Глубина залегания их очаговых зон не превышает 10–14 км, глубина становления массивов не меньше 2–5 км. Поднимающиеся глубинные флюиды пронизывают гранитные расплавы и делают их более кислыми, превращая в лейкократовые граниты. Максимум процессов флюидно-метаморфической дифференциации приходится на глубины 5–15 км. Здесь наиболее широко распространены граниты, гранито-гнейсы, гнейсы. Выше фронта гранитизации восходящие флюиды начинают остывать и отлагать приносимые ими базификанты – K, Na, Ca, Fe²⁺, Mg и другой минеральный груз в виде различных метасоматических преобразований пород. Поэтому широко развиты процессы серицитизации, альбитизации, карбонатизации, хлоритизации, пиритизации и др. Процессы развиваются как в верхах гранито-гнейсового слоя, так и в осадочном слое коры. В эти процессы активно вовлекаются корковые флюиды метеорного генезиса, морская вода, проникающие до глубин 5–7 км и формирующие стационарно действующие гидротермальные системы в зонах с повышенным геотермическим градиентом. С гидротермальными системами связано образование рудных месторождений.

Формирование осадочного слоя земной коры происходит в результате комплекса экзогенных процессов, объединяемых понятием «литогенез». Он включает в себя следующие стадии: выветривание, перенос продуктов выветривания, седиментацию, диагенез, катагенез, метагенез. Вследствие этих процессов происходит дальнейшая дифференциация вещества коры, которая называется осадочной. В ходе латеральной дифференциации вещества осадочного слоя коры образуются месторождения песков, глин, бокситов, латеритов, известняков, доломитов, солей, руд железа, марганца, разнообразные россыпные месторождения и др.

2.5. Недра России

Недра России богаты полезными ископаемыми. К ним относится железная руда. По доказанным запасам железной руды РФ занимает первое место в мире – 264 млрд т, 18 % от глобальных запасов. В 2014 году металлурги заработали на зарубежных рынках \$400 млн. Основные залежи этой руды находятся в Сибири. Особенно богатым считается Бакcharское железорудное месторождение, расположенное в Томской области. Здесь запасы железной руды оцениваются в 28,7 млрд т. При этом томские руды содержат до 57 % железа, а также примеси других химических элементов – фосфора, ванадия, палладия, золота и платины. Содержание железа в обогащенной руде достигает 95–97 %.

Без «летающего» титана нельзя представить самолетостроение. Множество авиационных деталей, от закрылок и кронштейнов до корпусов двигателей и стоек шасси, делаются из легкого и прочного титанового сплава. Установлено, что титан выдерживает сверхнизкие температуры и космическую радиацию, он незаменим при производстве ракет, его способность «срастаться» с костями человеческого тела делает его уникальным материалом для имплантатов и протезов. Помимо Забайкалья и Урала, большие запасы титановой руды находятся в Сибири. Стоимость титана на мировом рынке 10 долларов за килограмм. В числе покупателей 48 стран, ведущие самолетные и машиностроительные компании планеты: американская Boeing, бразильская Embraer, британская Rolls-Royce plc, европейский оборонный концерн EADS.

Сибирские недра богаты редкоземельными металлами. В эту группу входит 17 уникальных элементов, без которых немислимы современные технологии. За килограмм оксида европия приходится отдавать \$128, за килограмм диспрозия – \$270. Самыми дорогими являются оксид тербия – \$385, и сам тербий – \$560. Россия располагает примерно 18 % мировых запасов редкоземельных металлов, контролирует всего 1,3 % этого рынка. Большие надежды связываются с разработкой месторождений на севере Сибири: они, по оценкам специалистов, содержат уникальную концентрацию редкоземельных элементов. Самые

большие залежи российской меди находятся в южной части Сибирского федерального округа, преимущественно в Забайкалье. Так, в Удоканском месторождении запасы меди оцениваются в 15,1 млн т.

По утверждениям специалистов, на территории Восточной Сибири присутствуют большие уникальные запасы драгоценных металлов. По добыче золота Россия занимает пятое место, а именно 6–7 % от мировой добычи. Самое богатое месторождение – Сухой Лог (Иркутская область), среднее содержание золота здесь 2,8 г на тонну руды, запасы золота оцениваются в 1,920 тыс. т.

2.6. Геохимия нефтедобывающей отрасли

Нефтяная промышленность относится к бюджетообразующим отраслям России. С точки зрения природно-ресурсного потенциала (ПРП) одним из наиболее богатых регионов России является Сибирь. В ее недрах сосредоточены основные запасы многих полезных ископаемых, в том числе до 71 % разведанных запасов нефти и 78 % – газа. Выгодность добычи углеводородного сырья сочетается с нерентабельностью переработки на территории, так как расстояние до районов потребления велико и необходимы большие текущие затраты, особенно на заработную плату и эксплуатацию предприятий. Наблюдается неадекватность потенциальной сырьевой базы и способов использования сырья. В связи с этим происходит трансформация природно-ресурсного потенциала, выражающаяся в том, что по каждому ресурсу добывается только наиболее доступная и высококачественная часть, требующая наименьших усилий по добыче и переработке в товарный вид.

Это влечет загрязнение большого объема пресной воды, деградацию ландшафтов вблизи месторождений, исчезновение ряда ценных растений и животных, уменьшение чистоты атмосферного воздуха и т.д.

Каждая из стадий освоения нефтегазоносных территорий – разведка, обустройство месторождений и строительство систем магистральных трубопроводов, эксплуатация, характеризуется

интенсивностью, степенью воздействия и преобразования природной обстановки. Для стадии строительства объектов больше характерны механические изменения на поверхности ландшафтов: нарушения почвенно-растительного покрова, изменение гидрологического режима, составляющих радиационного баланса. При эксплуатации типичными являются изменения энергетического воздействия, поступление потоков загрязняющих веществ во все элементы природной среды, шумовое воздействие на биотические комплексы. Объектами воздействия нефтегазодобывающих и нефтегазотранспортных средств являются практически все элементы природной среды, в том числе атмосферный воздух, поверхностные и подземные воды, почвенный и растительный покров, биотические комплексы, пластовые залежи, то есть происходит комплексное воздействие на все компоненты геосистем. Это диктует необходимость тщательного выявления всех негативных экологических аспектов освоения углеводородных ресурсов (Карташев, 2007).

Прокладка дорог различного назначения на территории нефтегазового комплекса привела к изменению режима поверхностного и грунтового стоков на значительных пространствах. Перехват стока вод стал причиной усиленного обводнения прилегающих к дорогам участков и вымокания лесов. Об этом свидетельствуют широко распространенные участки высохшего леса, приуроченные к искусственно обводненным территориям. В местах подтопления прокладывают дренажные трубы, пытаются реанимировать лесные земли. При возведении полотна дороги в результате срезания грунта и его перемещения полностью преобразуется природная среда территории, прилегающей к насыпи дороги. Поверхностный слой часто замещается новыми видами вскрытых рыхлых отложений, характеризуется полным отсутствием почвы. Как выяснилось, эти территории повсеместно активно заселяются древесными растениями вопреки отсутствию почвы. На них начинают развиваться лесные сообщества по фоновой схеме слепо-жарного развития.

На территории нефтегазового комплекса скопились десятки тысяч кустовых оснований, которые опасны для природной среды. Сами по себе кустовые основания как песчаные насыпи

площадью 2–3 га не представляют большой угрозы для существования окружающих экосистем. Опасны они тем, что на этих участках имеются шламовые амбары, которые являются источником химического воздействия на окружающую среду. Миграция химических элементов в болотах осуществляется с поверхностными водами и никакими защитными сооружениями их в амбарах не удержать.

Отрицательные воздействия на природную среду, возникающие при строительстве и эксплуатации трубопроводных систем, по своему характеру, исключая аварийные ситуации, аналогичны воздействиям при прокладке дорог. Хотя и в меньшей степени, но трубопроводы нарушают гидрологический режим территории, что ведет к повышению обводнения и перестройке структуры растительного покрова.

При строительстве трубопроводов на заболоченных участках в результате разрушения и перемещения торфяной залежи, образования валов из насыпного и перевернутого торфа создаются благоприятные условия для появления древесных растений. Древесно-кустарниковые растения, поселившиеся на новообразованных формах рельефа, в дальнейшем хорошо развиваются по мере минерализации торфа. Лесообразовательный процесс подобного типа, вызванный разрушением торфяной залежи, сейчас широко распространен в районах нефтегазового комплекса.

Процесс особенно активно осуществляется на болотах с мелкозалежными торфами, вблизи леса. Используя этот природный опыт, создавая гривный рельеф, можно естественным путем залесить болотные системы и вернуть часть земель, которые когда-то были покрыты лесами.

Нефтепроводы для лесоболотных комплексов потенциально опасны всегда как источники возможного нефтяного загрязнения в случае их прорывов. Статистика свидетельствует, что наиболее часто прорывы нефтепроводов происходят на границах, контрастно отличающихся по гидрологическому режиму: в болотных системах и в зонах перехода от болота.

Основными источниками химического загрязнения нефтегазодобывающих районов являются бурение, аварийное фонтанирование разведочных скважин, сброс отработанных буровых рас-

творов и неочищенных сточных вод в водоемы и почву, повреждение магистральных и внутрипромысловых нефтегазопроводов. В общем объеме загрязнений воздушного бассейна доля выбросов в атмосферу при этом составляет более 80 %. В валовых выбросах от стационарных источников преобладают окись углерода – 52,8 %, окислы азота – 7,7 %, углеводороды – 35 %. Увеличение выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от стационарных источников связано с ростом добычи углеводородного сырья и объемов сжигания природного и попутного газа в факелах.

На водные и земельные ресурсы основная антропогенная нагрузка ложится в районах геологоразведки и добычи углеводородного сырья. Влияние обусловлено действием на земли мощных транспортных средств в условиях многолетней мерзлоты и бездорожья; выполнением буровых работ и испытанием глубоких скважин с обычно практикуемой технологией активизации поступления углеводородных флюидов на поверхность земли.

Воздействие нефтепромыслов на речной бассейн отличается высокой поражающей способностью. Из всех загрязняющих веществ, поступающих в реки, основная часть приходится на нефть, нефтепродукты, фенолы. Нефтяное загрязнение отрицательно сказывается на качестве воды и условиях обитания гидробионтов. Нефтяная пленка на поверхности воды ухудшает кислородное снабжение.

Загрязнение почв нефтью в местах, связанных с ее добычей, переработкой, транспортировкой и распределением, превышает фоновое в сотни раз. При эксплуатации нефтяных месторождений Западной Сибири на поверхность микроландшафта поступает до 2 % добытой нефти. При локальном разрыве только одного нефтепровода на почвенный покров изливается несколько тысяч тонн сырой нефти, загрязняя территорию от 0,1 га до нескольких гектаров. Нефть является жидким природным раствором разнообразных компонентов, в том числе более 500 углеводородов, не имеющих аналогов в современных неживых природных объектах и в организмах.

Экологическое влияние оказывают:

- низкомолекулярные метановые углеводороды (до 40 % общей массы нефти), растворимые в воде и обладающие токсическими свойствами;
- высокомолекулярные парафиновые углеводороды (18–20 %), малорастворимые или нерастворимые в воде;
- циклические нафтеновые и ароматические углеводороды (40–60 %), растворимые в воде, обладающие токсическими и канцерогенными свойствами;
- высокомолекулярные нефтяные смолы (1,6–20 %) и асфальтены (0,3–1,8 %), практически нерастворимые в воде и являющиеся источниками высокотоксичных диоксидов;
- нефтяные газы (включая газообразную ртуть), растворенные в подземной нефти при высоком геостатическом давлении и выделяющиеся при ее поступлении на дневную поверхность;
- химические элементы (0,0022–0,0138 %) – ванадий, никель, марганец, свинец, кадмий, мышьяк, ртуть и другие, обладающие токсическими, канцерогенными и аллергическими свойствами;
- нефтяные воды с высоким содержанием ионов и восстановленных форм серы (H_2S), углерода (CH_4) и азота (NH_3).

При нефтяном загрязнении водных объектов сырая нефть находится в них в виде пленки, свободно плавающей на водной поверхности, в растворенной форме и в виде твердых веществ, оседающих непосредственно на дно. Нефтяную пленку образуют компоненты сырой нефти, обладающие гидрофобными (отталкивающими воду) свойствами и имеющими удельный вес, меньший, чем у воды. Одна тонна сырой нефти покрывает нефтяной пленкой $1,3 \text{ км}^2$ водной поверхности. Через нее практически не проникает лучистая солнечная энергия и на границе «водная поверхность – атмосфера» прекращается обмен кислородом, углекислотой и другими газообразными веществами, имеющими значение для жизнедеятельности водных организмов.

В одном кубическом метре пресной воды может раствориться до 300 г низкомолекулярных нефтяных углеводородов, обладающих токсическими свойствами. Экспериментально установлено, что, если концентрация растворимых в воде токсичных компонентов сырой нефти составляет 100 мг/м^3 , наступает гибель

фитопланктонных, зоопланктонных и бентосных организмов, при содержании 100 г/м^3 токсичных компонентов нефти в воде гибнут рыбы. Предельно допустимая концентрация нефтяных углеводородов в питьевой воде составляет $0,1 \text{ мг/л}$, в рыбохозяйственных водных объектах – $0,5 \text{ мг/л}$. На дно водных объектов оседают только высокомолекулярные компоненты сырой нефти: нефтяные смолы, асфальтены и парафины. После адсорбции на взвешенных наносах и на частицах взмученных донных отложений в донных грунтах аккумулируются и низкомолекулярные нефтяные углеводороды, которые при благоприятных условиях могут снова растворяться в воде.

Нефтегазодобывающие предприятия химически загрязняют водоемы, в результате чего погибают эмбрионы и мальки. На таежных реках строятся переправы и технические коммуникации. При выполнении гидронамывных работ на пойменных землях уничтожаются места нерестилищ ценных промысловых рыб. Большое количество рыбы непригодно для пищевых целей из-за накопленных в тканях нефтепродуктов. Гидрологическая сеть рек и озер связана с болотами. Западная Сибирь отличается большим количеством болот. Территория заболочена на 40–80 %. В результате антропогенного воздействия процесс заболачивания ускоряется и увеличивается площадь заболоченных земель. Болота играют водоохранную и водообеспечивающую роль, особенно на водоразделах, в истоках рек, на территории с преобладанием песчаных почв, то есть в местах преимущественного расположения нефтяных месторождений.

При строительстве промысловых и линейных сооружений на всех типах болот существенно нарушается гидродинамическая сетка болотных вод, что ведет к изменению водного и теплового режима на прилегающих к ним территориях.

При складировании отходов нефтепроизводства необходимы значительные площади для строительства полигонов твердых отходов либо специальных бассейнов для жидких отходов. Например, из ежегодно образующихся 90 млн т промышленных токсичных отходов используется только 37,8 %, обезвреживается полностью всего 7,2 %. Остальные отходы поступают в окружающую среду.

Главными отходами производства являются:

- буровые и тампонажные растворы;
- выбуренные горные породы;
- буровые сточные воды;
- пластовые минерализованные воды;
- продукты сгорания топлива при работе двигателей внутреннего сгорания и котельных;
- материалы для утяжеления и обработки буровых и тампонажных растворов;
- хозяйственно-бытовые сточные воды.

Большинство из перечисленных отходов, оказывающих наиболее негативное влияние на окружающую среду, образуется в жидкой форме. Для их утилизации требуется либо дополнительное производство по очистке или переработке, либо отведение земель под строительство специальных бассейнов-хранилищ.

2.7. Источники загрязнений нефтедобывающей отрасли

Основными загрязнителями окружающей среды при технологических процессах нефтедобычи являются нефть и нефтепродукты, сернистые и сероводородсодержащие газы, минерализованные пластовые и сточные воды нефтепромыслов и бурения скважин, шламы бурения, нефте- и водоподготовки и химические реагенты, применяемые для интенсификации процессов нефтедобычи, бурения и подготовки нефти, газа и воды.

В период проходки скважины негативное воздействие на почвенный слой, поверхностные и подземные воды оказывают буровые растворы, расход которых на один объект может достигать 30 м³/сут. Кроме того, при бурении скважин возможно применение нефтепродуктов в объеме до 1 тыс. т в год.

В период испытания скважины преобладает углеводородное загрязнение, на этапе демонтажа буровой происходит загрязнение территории за счет использованных технических материалов и не подлежащего восстановлению оборудования.

В состав промывочных жидкостей входит целый ряд химических ингредиентов, которые обладают токсичными свойствами:

аммоний, фенолы, цианогруппы, свинец, барий, полиакриламид и пр. Особенно тяжелые экологические последствия вызывает сброс промывочных жидкостей специального назначения, например на соляровой основе. Наличие органических реагентов способствует образованию токсичных суспензий и коллоидных систем.

Отработанные растворы складываются в земляных амбарах, стенки и дно которых укрепляются глинистыми коллоидно-химическими или пленочными экранами. Вместимость амбаров достигает нескольких тысяч кубических метров. Благодаря низкой водопроницаемости экранов, они в достаточной степени предохраняют почвенный покров, грунты зоны аэрации и подземные воды от загрязнения. Содержимое амбаров захороняется непосредственно на месте их расположения. Глубина закладки емкостей для хранения буровых растворов определяется уровнем грунтовых вод. Мощность насыпного грунта при ликвидации накопителей должна быть не менее одного метра. Способ ликвидации амбаров путем засыпания их грунтом не исключает пространственного распространения загрязняющих веществ.

Установлено, что при годовом количестве осадков 600–650 мм скорость движения фронта засоления песчано-глинистых отложений и грунтовых вод достигает 30 м в год. В результате минерализация грунтовых вод, оказавшихся под влиянием источника захоронения бурового раствора, возрастает в 200–250 раз, а площадь загрязнения может составить несколько гектаров. На площадях интенсивного хозяйственного освоения практикуется сбор шлама и отработанных буровых растворов в контейнеры и вывоз их в специальные места захоронения.

Источниками геомеханических нарушений являются следующие технологические процессы:

- снятие и складирование плодородного слоя земли при подготовке территории буровой;
- устройство насыпной площадки под буровую (при кустовом строительстве скважин);
- устройство шламовых амбаров – земляных котлованов для сбора и хранения отходов бурения;

- сооружение технологических площадок под оборудование буровой;
- засыпка шламовых амбаров при ликвидации;
- рекультивация территории буровой;
- строительство дорог;
- вырубка, корчевание леса.

Гидрогеологические нарушения связаны с процессом бурения вследствие поступления в водоносные горизонты загрязнителей, что приводит к изменению гидрогеологического режима естественного функционирования водоносного комплекса.

Основными путями проникновения отходов бурения в объекты гидро- и литосферы являются фильтрация в почвогрунты и утечки при нарушении обваловок и стенок амбаров, а также при паводках, в период дождей и интенсивного таяния снегов.

Расчеты показали, что из-за несвоевременной ликвидации шламовых амбаров в объекты окружающей среды ежегодно попадает до 6,5 % их содержимого. С этими отходами в природную среду поступает до 10 % использованных в буровых растворах материалов и химреагентов.

Следует учесть, что большая часть территории России относится к районам с неблагоприятными почвенно-ландшафтными и природно-климатическими условиями с позиций самоочищения природной среды. Под влиянием Западно-Сибирского нефтегазового комплекса находится около 10 тыс. водных объектов, среди которых преобладают мелкие озера, ручьи, реки, болота. Самоочищающая способность малых водотоков, особенно при низких температурах (5–6 °С), когда процессы биохимического окисления практически прекращаются, а скорость химических реакций резко замедляется, крайне низка, поэтому продолжительность их «самоочистки» составляет от 3–5 до 10–12 лет.

В условиях Крайнего Севера разливы промывочной жидкости на снеге и грунте интенсивно поглощают солнечные лучи, вызывая таяние снега и подземных льдов. Процессы ведут к образованию просадок, провалов, склоновых оползней. Ландшафты разрушаются, утрачивают полностью или частично биологическую продуктивность, так как гибнет растительность и животный мир. Отсутствие растительности в свою очередь ведет к расчле-

нению рельефа, заболачиванию территории. Характер загрязнения почвогрунтов определяется их проницаемостью. При высокой проницаемости боковая фильтрация происходит вблизи зеркала грунтовых вод. В менее проницаемой среде боковая фильтрация значительна и у дневной поверхности. Отходы бурения отрицательно влияют на фракционный состав и агрохимические показатели почв. Причина этого в высокой минерализации и щелочности бурового раствора.

Жидкие буровые отходы, попадая в почву, плохо смешиваются с ней, образуя крупные глинистые комки, обладающие большой вязкостью и липкостью. При высыхании агрономическая ценность почвы ухудшается.

В местах скопления буровых растворов происходит увеличение плотности почв от 1,12 до 1,5 г/см³, что является неблагоприятным фактором для развития растений.

Высокая минерализация буровых растворов приводит к резкому увеличению засоленности почвы и полной гибели растений. Возрастает количество токсичного для растений хлора, натрия.

Таким образом, отходы бурения крайне негативно влияют на почву и растения. При попадании на почву нефти тяжелые фракции проникают на незначительную глубину и задерживаются верхними слоями грунта. Более легкие фракции проникают на большую глубину. Следовательно, загрязнение происходит главным образом легкими фракциями. На сильно загрязненном участке глубина проникновения нефти достигает 90 см и более. Через некоторое время площадь загрязнения может уменьшиться в случае частичного смыва нефти дождями и разложения почвенной микрофлорой.

По мере продвижения нефти вниз уровень ее содержания (насыщения) в грунте снижается. Ниже определенного уровня, называемого остаточным насыщением и составляющего 10–12 %, нефть перестает мигрировать и становится неподвижной.

Под действием капиллярных сил нефтяное загрязнение расширяется. Это приводит к увеличению площади распространения нефти и уменьшает насыщенность ею почв. Если новых поступлений нефти в грунт не происходит, может быть достигнута остаточная насыщенность и дальнейшая миграция прекратится.

Пески и гравийный грунт, обладающие значительной проницаемостью и пористостью, благоприятны для миграции нефти; глины и илы ограничивают распространение нефти.

Миграция нефтяного загрязнения зависит от сорбционной способности грунтов. В общем случае грунты могут сорбировать меньшее количество нефти, чем воды. Чем выше насыщенность грунтов водой, тем ниже их способность сорбировать нефть.

Скорость изменения содержания нефти в почве неравномерна. Основная масса теряется в первые 3 месяца после попадания в почву, в дальнейшем процесс замедляется. Часть нефти механически уносится водой за пределы участков загрязнения и рассеивается на территории движения воды. При этом загрязняются грунтовые воды. Остаточная нефть подвергается микробиологическому разложению. Незначительная часть нефти минерализуется, другая превращается в нерастворимые продукты метаболизма.

Значительное количество токсичных элементов поступает в биосферу при выбросах подземных минерализованных вод. Для свойственного глубоким горизонтам многих нефтегазоносных регионов химического состава рассолов только одной аварийной скважиной с расходом 1,0 л/с в течение года выносятся на поверхность около 300 т хлора, 100 кг иода, 1,5 т брома и других химических соединений. Сброс в водоем одной единицы объема такой воды делает 40–60 объемов чистой воды непригодными для употребления.

2.8. Радионуклиды

К радионуклидам природного происхождения, а их в атмосфере Земли более 60, относятся космогенные радионуклиды и естественные радионуклиды земного происхождения. Космогенные радионуклиды образуются в атмосфере Земли в результате взаимодействия частиц ядерно-активного компонента вторичного космического излучения с ядрами атомов атмосферы, преимущественно кислорода, азота и аргона. Наибольшее значение для радиоэкологии имеют космические радионуклиды ^3H , ^7Be , ^{14}C и ^{22}Na (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Главные космические радионуклиды

Радионуклид	^3H	^7Be	^{14}C	^{22}Na
Период полураспада	12,3 года	53,6 сут.	5730 лет	2,62 года
Скорость образования, $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$				
В тропосфере	0,084	0,027	1,1	$2,4 \cdot 10^{-5}$
Во всей атмосфере	0,250	0,081	1,6–2,5	$8,6 \cdot 10^{-5}$
Распределение, % от суммарной активности				
Стратосфера	6,8	60	0,3	25
Тропосфера	0,4	11	1,6	1,7
Океан (верхние слои)	3,5	20	2,2	44
Океан (глубинные слои)	30	0,2	92	8
Донные отложения	–	–	0,4	–
Концентрация				
В воздухе у поверхности Земли, $\text{мБк} \cdot \text{м}^{-3}$	–	3	–	$3 \cdot 10^{-4}$
В поверхностных водах, мБк/л	200	–	–	–
В биосфере Земли, мБк/г	–	230	–	–

Среди большого числа космогенных радионуклидов ^3H , ^7Be , ^{14}C и ^{22}Na вносят вклад в дозу гамма-облучения преимущественно за счет внутреннего облучения. Другие космогенные радионуклиды образуются в атмосфере со значительно меньшей скоростью и их вклад в дозы облучения организмов ничтожен. Кроме радиационного воздействия на биосферу, радионуклиды вызывают эффекты распада элементов. В результате распада радионуклидов часто образуется статический изотоп другого элемента, например $^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$, $^7\text{Be} \rightarrow ^7\text{Li}$, $^{10}\text{Be} \rightarrow ^{10}\text{B}$, $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$, $^{22}\text{Na} \rightarrow ^{22}\text{Ne}$ и т.д.

Естественные радионуклиды появились в результате ядерных процессов синтеза элементов на ранних стадиях формирования Вселенной. Естественные радионуклиды имеют большие периоды полураспада. Их можно разделить на две группы:

1) радионуклиды, относящиеся к середине периодической системы элементов, с периодом полураспада $10^{10} - 10^{21}$ лет;

2) радионуклиды, относящиеся к концу периодической системы элементов, являющиеся родоначальниками радиоактивных семейств урана, тория, актиния.

К первой группе относятся ^{40}K , ^{48}Ca , ^{87}Rb , ^{96}Zr , ^{115}In , ^{124}Sn , ^{130}Te , ^{138}La , ^{142}Ce , ^{144}Nd , ^{149}Nd , ^{147}Sm , ^{176}Lu . Они образовались в результате первичных процессов и сохранились до настоящего времени благодаря очень большим периодам полураспада $T_{1/2}$. Из них только ^{40}K ($T_{1/2} = 1,3 \cdot 10^9$ лет) играет заметную роль в формировании естественного радиоактивного фона. Сравнительно легко в объектах биосферы обнаруживается и ^{87}Rb ($T_{1/2} = 5 \cdot 10^{10}$ лет).

Ко второй группе относятся ^{238}U с $T_{1/2} = 451 \cdot 10^9$ лет; ^{232}Th с $T_{1/2} = 1,41 \cdot 10^{10}$ лет и ^{235}U с $T_{1/2} = 7,07 \cdot 10^8$ лет. Они являются родоначальниками длинных цепочек распада радиоактивных семейств урана, тория и актиния. Конечным продуктом распада всех трех семейств является один из стабильных изотопов свинца: для семейства урана – ^{206}Pb ; для семейства тория – ^{208}Pb ; для семейства актиния – ^{207}Pb . Во всех трех семействах один из продуктов распада представляет собой радиоактивный газ: для ^{238}U – радон ^{222}Rn , ^{232}Th – торон ^{220}Tn , ^{235}U – актинон ^{219}An . Все они являются радиоактивными изотопами инертного газа радона.

Единицей измерения радиоактивности является беккерель – Бк = 1 ядерный распад в секунду.

2.9. Геохимия урана

В природных условиях уран находится в четырех- и шестивалентном состоянии, обладает литофильными свойствами, высоким сродством к кислороду. Появляется в природе исключительно в виде оксидов UO_2 (уранинит и его разновидности – настуран, урановая смолка, урановая чернь) или в виде катиона уранита UO_2^{2+} , образующего соли кислородных кислот. Уранинит нерастворим в воде и выпадает в осадок, соли уранита достаточно растворимы и обеспечивают миграцию урана. В магматическом процессе в восстановительных, щелочных обстановках

ионы U^{4+} хорошо растворяются в гранитных магмах. При их раскристаллизации небольшая часть ионов U^{4+} (до 15 %) в виде изоморфной примеси рассеивается по породообразующим минералам, особенно по темноцветным, формируя повышенный кларк урана в гранитах. Значительно большее количество связывается в акцессорных минералах гранитов, таких как титанит, ортит, монацит, циркон, апатит, ильменит и другие, в которых U^{4+} изоморфно замещает Ti, Ca, Ce, Zr. Большая часть ионов U^{4+} накапливается в остаточных расплавах в постмагматическом очаге, с эволюцией которого связаны месторождения урана в пегматитах, альбититах и гидротермальных образованиях. В пегматитах и альбититах уран накапливается в виде минерала уранинита, а также в виде изоморфных примесей в цирконе, пирохлоре, перовските, колумбите, танталите, монаците, апатите, титаните, где U^{4+} замещает Zr, Ta, Nb, Ti, Ce, Ca.

На поздней стадии эволюции остаточного постмагматического очага, характеризующейся повышенным окислительным потенциалом, уран переходит в шестивалентное состояние, образует уранит UO_2^{2+} и выносится гидротермальными растворами в виде растворимых уранил-карбонатных $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, уранит-фосфатных $UO_2(HPO_4)_2^{2-}$, уранит-силикатных $UO_2(SiO_3)_3^{4-}$, уранит-арсенатных $UO_2(HAsO_4)_2^{2-}$ и иных комплексов. Гидротермальные растворы продвигаются по зонам разломов. На восстановительном геохимическом барьере уранит-карбонатные, уранит-фосфатные и иные уранитовые комплексы распадаются, уран восстанавливается до U^{4+} и выпадает в виде минерала уранинита в кварцевых жилах в ассоциации с сульфидами (пирит, халькопирит). Разрушению уранильных комплексов благоприятствует изменение кислотности гидротермального раствора вследствие взаимодействия с боковыми породами. Так образуются гидротермальные рудные тела, играющие главную роль в ряду эндогенных месторождений урана.

В виде легкорастворимых комплексных соединений уран выщелачивается из коренных месторождений и горных пород, поступает в поверхностные и грунтовые воды и мигрирует с ними, осаждаясь на восстановительных, сорбционных и щелочных

барьерах. Органическое вещество пород создает одновременно и восстановительный, и сорбционный барьер. Уран также хорошо сорбируется глинами, силикатными гелями, гидроокислами железа.

Обычными являются урансодержащие – опал, халцедон, лимониты. Учитывая, что органикой наиболее богаты глинистые породы, они являются главными осадителями урана в его экзогенной миграции. Хорошими сорбционными осадителями урана являются торф, уголь, углистое вещество пород. В процессе пластовой фильтрации уранилсодержащих вод при переходе из окислительных к восстановительным условиям на восстановительных барьерах образуются инфильтрационные залежи уранинита. Такая ситуация нередко создается на границе песчаных и глинистых пород. Хорошими осадителями урана являются также сульфиды железа (пирит, халькопирит) и H_2S , так как они создают восстановительные барьеры. Щелочные барьеры создаются при взаимодействии уранилсодержащих мигрирующих вод с боковыми породами, обогащенными Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} . Это уменьшает растворимость уранильных комплексов в последовательности карбонаты – сульфаты – фосфаты и арсенаты – силикаты – ванадаты, и менее растворимые из них могут осаждаться в виде ураниловых минералов, представляющих собой сложные соли уранила.

2.10. Технологически повышенный уровень естественных радионуклидов

Большие объемы добычи и переработки минерального сырья в производственно-хозяйственной деятельности человечества изменяют сложившееся в природе распределение естественных радионуклидов и приводят к повышению радиационного фона. В среднем по земному шару вклад технологий составляет порядка 1 % от естественного радиационного фона. В местах расположения предприятий по добыче, переработке и использованию минерального сырья повышение содержания естественных радионуклидов в объектах экосферы может быть существенным, соизмеримым с природным фоном естественных радионуклидов.

Среди источников технологически повышенного фона естественных радионуклидов (ЕРН) следует упомянуть добычу и сжигание органического топлива – каменного угля, добычу и переработку фосфатных руд, урановых руд, производство строительных материалов. Содержание естественных радионуклидов в углях различных месторождений различается в 100–1000 раз и более. Пределы вариации содержания урана в месторождениях мира составляют 0,6–3600 Бк/кг, а при наличии в районе угольного месторождения урановых аномалий доходит до $8 \cdot 10^4$ Бк/кг. В углях отдельного месторождения имеет место широкая вариация содержания ЕРН. Для хорошо изученных бурых углей Урбутского месторождения (Читинская обл., Россия), отличающихся высоким содержанием урана и радия, вариации ЕРН очень широки (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Содержание радионуклидов в бурых углях

Естественные радионуклиды	Вариация, Бк/кг	Среднее содержание, Бк/кг
^{238}U	125–12300	770
^{226}Ra	125–15350	930
^{232}Th	3–390	120
^{40}K	0–430	96

Для некоторых месторождений угля радиоэкологические проблемы возникают на стадии добычи и обогащения: повышенное содержание ^{222}Rn в шахтном воздухе, повышенное содержание ^{238}U , ^{226}Ra в шахтных водах, в пустой породе. При сжигании каменного угля образуется значительно больше твердых частиц (шлака и золы), чем при сжигании других видов органического топлива. Активность ЕРН, поступающих в окружающую среду при сжигании угля, зависит от их содержания в нем, технологии сжигания и эффективности очистных фильтров. При температуре сжигания около 1700 °С летучая зола с горячими газами поступает в вентиляционную трубу, где частично задерживается, очищается фильтрами и выбрасывается в атмосферу вместе с радио-

активным газом ^{222}Rn . На 1 МВт в год ТЭС на угле выбрасывает в атмосферу порядка 10^7 Бк ^{222}Rn .

В золе естественные радионуклиды концентрируются, причем коэффициент обогащения зависит от диаметра частиц и составляет по ^{210}Pb и ^{210}Po 5–10; по ^{238}U – 3, по ^{226}Ra – 1,8, по ^{222}Rn – 1,3.

Высокие коэффициенты концентрирования имеют место у ^{219}Pb и ^{210}Po , что объясняется особенностями поведения этих радионуклидов при горении угля (концентрируются на наиболее малых частицах угля). Выброшенные в атмосферу с летучей золой ЕРН могут воздействовать на население в районе тепловых электростанций как за счет ингаляционного поступления (через органы дыхания), так и с пищевыми продуктами и водой в результате выпадения золы на земную поверхность.

За прошедшее столетие наблюдалось повышение содержания ^{226}Ra в промышленных центрах. В верхнем (5 см) слое почвы содержание ^{226}Ra , ^{238}U , ^{232}Th выше, чем в более глубоком слое (5–10 см), что свидетельствует об искусственном источнике загрязнения (в сельской местности такой эффект не наблюдается). Золошлаковые отходы ТЭС содержат повышенную концентрацию ЕРН.

Коэффициенты концентрирования ЕРН в золошлаковых отходах наибольшие для ^{210}Pb (3,7), ^{40}K (3,1), ^{226}Ra и ^{232}Th (2,7), меньшие для ^{238}U (2,3) и ^{234}Rn (1,8).

Фосфатные руды широко используются для производства фосфатных удобрений. Фосфатные породы по генезису разделяются на три типа.

1) осадочные. В общем объеме производства их около 80%. Наиболее известны месторождения в штате Флорида (США) и в Марокко (Сев. Африка);

2) вулканические. Типичные месторождения – апатиты и фосфаты Кольского полуострова (Россия);

3) биологического происхождения. Возникли в результате длительных преобразований органических остатков. Примером являются так называемые майкопские глины, широко распространенные в Ставропольском крае и Калмыкии (Россия).

Содержание в этих породах ^{222}Rn и ^{40}K , как правило, мало отличается от их содержания в обычной почве. Содержание радионуклидов ряда ^{238}U в фосфатных породах осадочного и биологического типа повышено. Типичное содержание ^{238}U , ^{226}Ra составляет около 1500 Бк/кг. Так, в фосфатных породах США содержится от 150 до 4800 Бк/кг ^{238}U и ^{226}Ra , в среднем 1300 Бк/кг, а среднее содержание их в породах Марокко 1745 Бк/кг. В породах вулканического происхождения содержание этих ЕРН в пределах 30–90 Бк/кг. Другие фосфоритовые месторождения России содержат относительно мало ^{238}U и ^{226}Ra – от 150 до 760 Бк/кг. Технологическое повышение радиационного фона при добыче и переработке фосфатов связано с жидкими сбросами и выбросами в атмосферу. В атмосферу выбрасывается в среднем по 90 Бк ^{238}U , ^{226}Ra и $1,5 \cdot 10^6$ Бк ^{222}Rn на 1 т переработанной руды.

Содержание ^{238}U , ^{226}Ra и ^{230}Th в приземном слое воздуха на расстоянии 400 и 1000 м от места переработки составляет 30–200 мкБк/м³, что в 2–14 раз выше их естественного содержания. Повышенным содержанием естественных радионуклидов отличаются многие виды фосфорных удобрений, кроме удобрений, производимых на основе российского сырья. Наибольшее среднее содержание ^{238}U и ^{226}Ra характерно для фосфатов и тройных суперфосфатов производства США (2000–2300 Бк/кг по ^{238}U). Суперфосфаты бельгийского производства содержат 100 Бк/кг по ^{238}U и 910 Бк/кг по ^{226}Ra . При интенсивном многолетнем использовании удобрений содержание радионуклидов в почве постепенно растет.

Естественные радионуклиды содержатся в строительных материалах и сырье для их производства. Радиоактивность строительных материалов играет существенную роль в формировании доз внешнего и особенно внутреннего облучения человека. Среди отходов различных производств, используемых в строительстве, много материалов с повышенной радиоактивностью: зола – 3300 Бк/кг (США), 440 Бк/кг (ФРГ), 314 Бк/кг (Польша), 300 Бк/кг (СССР), шлак доменный – 330 Бк/кг (ФРГ); фосфатный – 500–1200 Бк/кг (США), 650 Бк/кг (Великобритания), 620 Бк/кг (ФРГ). Для фосфогипса характерно преимущественное

содержание ^{226}Ra (900 Бк/кг), что вызывает особенно высокое радионуклидное выделение из этого материала.

Источником радиоактивного загрязнения в химической промышленности служит высокоактивное сырье. В качестве такого сырья может быть высокоминерализованная пластовая, глубинная вода. Например, для производства йода пластовые воды извлекаются из глубоких горизонтов и характеризуются высоким содержанием $^{224,226,228}\text{Ra}$ – от 0,04 до 4,9 Бк/л, что превышает ПДК для поверхностных вод. Жидкие отходы (сбросные воды) также содержат радионуклиды Ra – 0,8–2,0 Бк/л.

2.11. Ядерный топливный цикл и ядерное оружие

Понятие ядерного топливного цикла (ЯТЦ) охватывает совокупность разнопрофильных технологий и предприятий, работающих для производства электрической, тепловой энергии с использованием энергии ядра.

В ЯТЦ на основе ^{235}U входят:

- 1) добыча урановой руды;
- 2) переработка руды, извлечение и концентрирование урана (гидрометаллургические заводы);
- 3) перевод U_3O_8 в UF_6 (завод или цех);
- 4) обогащение урана ^{235}U (завод);
- 5) изготовление тепловыделяющих элементов (ТВЭЛ);
- 6) производство энергии на ядерных реакторах;
- 7) утилизация отработавших ТВЭЛов с извлечением «невыгоревшего» урана, трансурановых элементов и других ценных радионуклидов;
- 8) хранение, переработка и захоронение радиоактивных отходов.

Все предприятия ЯТЦ в той или иной мере загрязняют окружающую среду радионуклидами: естественными – предприятия уранового цикла, или искусственными – предприятия плутониевого цикла.

В урановых рудах обычно уран содержится в виде U_3O_8 с концентрацией 0,1–3,0 %. Это соответствует активности порядка

21 МБк/т для каждого из 14 членов семейства ^{238}U . Около 14 % суммарной активности в добытой руде переходит в урановый концентрат, содержащий до 90 % урана.

В образующихся твердых отходах (на хвостохранилище) сравнительно быстро распадаются короткоживущие радионуклиды и остается около 70 % первоначальной активности, обусловленной ^{230}Th и его продуктами распада (преимущественно ^{226}Ra , ^{222}Rn). Хвосты с обогатительных заводов сбрасываются в виде суспензии, состоящей на 50 % из твердой фракции. Илистая фракция обычно содержит около 85 % всей активности хвостов. На всех этапах уранового цикла в атмосферу выбрасывается радон. При добыче руды в зависимости от ее качества выбрасывается 0,4–0,8 ГБк ^{222}Rn на 1 т руды (при открытой добыче – 0,2 ГБк/т). Радон выделяется практически на всех этапах технологии переработки руды. Суммарный выброс радона в атмосферу через вентиляционные трубы на предприятии средней мощности $\sim 3,7 \cdot 10^{10}$ Бк/сут. На расстоянии 100–150 м от такого предприятия содержание радона ^{222}Rn в приземном воздухе 200 Бк/м³, а на расстоянии 200–300 м – 100 Бк/м³. Жидкие отходы в виде шахтных (рудничных), технологических и сбросных вод содержат кроме урана также радон и другие продукты распада ^{238}U .

Если оценивать отходы из расчета на 1 ГВт мощности реакторов типа ВВЭР, то наибольшие выбросы неактивных окислов серы, азота и углерода дают производства по обогащению урана; наибольшее количество шламов твердых отходов дают гидрометаллургические заводы.

Загрязнение радиоактивными элементами вокруг предприятий уранового цикла отмечается не только в атмосфере, поверхностных и подземных водах и земной поверхности, но и во всех биологических объектах, включая человека. Все возрастающие объемы добычи и переработки минерального сырья вызывают повышение технологического радиационного фона ЕРН. Рост в глобальном масштабе сравнительно медленный, влияние на биосферу в настоящее время практически не проявляется. В то же время в районах расположения предприятий по добыче и переработке минерального сырья воздействие ЕРН достаточно заметно.

Наиболее изучено это влияние на формирование доз облучения населения.

С конца 1950-х годов стали проводиться испытания ядерного оружия на полигонах 5 стран: США (Невада), Великобритании, СССР (Семипалатинск, Новая Земля), Франции (Муруроа), Китая (Лобнор). Всего на 01.01.1991 г. было произведено 2059 ядерных взрывов (ЯВ). Большинство испытаний выполнено на трех полигонах Невады – 810 ядерных взрывов (в том числе атомных 100); Семипалатинском – 468 (атомных 124); на Новой Земле – 132 (атомных 87). До заключения договора о запрещении испытаний ядерного оружия в атмосфере в 1963 г. в стратосферу было выброшено около 45 млн Ки ^{90}Sr и ^{137}Cs , которые в основном и сформировали глобальный фон этих радионуклидов в последующие десятилетия.

С 1969 г. и вплоть до 1989 г. в СССР было произведено в интересах народного хозяйства около 200 подземных ядерных взрывов, в том числе в России – 89, Казахстане – 38. Основными целями этих взрывов были масштабные перемещения грунта; создание полостей для хранилищ газового конденсата, для хранения жидких радиоактивных отходов, ликвидации ядерных зарядов тактических ракет, ликвидации химического оружия; управления выходами газа и нефти и др.

Поражающие факторы ядерного взрыва формируются в результате сверхвысокой концентрации выделяемой энергии и зависят от состава продуктов ядерных реакций:

- осколков деления;
- гамма-квантов;
- нейтронов;
- сверхбыстрых электронов;
- не прореагировавших изначально исходных веществ.

Характер поражающих факторов ядерного взрыва определяется конструкцией ядерного боеприпаса, его составом и средой, в которой взрыв происходит.

Для стандартного ядерного взрыва характерны следующие виды поражающих факторов:

- воздушная ударная волна;
- световое излучение;

- рентгеновское излучение;
- проникающая радиация;
- электромагнитный импульс;
- радиоактивное загрязнение среды;
- сейсмозрывные волны.

Распределение энергии между отдельными видами поражающих факторов зависит от мощности взрыва, состава боеприпаса, высоты взрыва. В высотном взрыве до 80–90 % выделяемой энергии приходится на рентгеновское излучение, в воздушном взрыве световое излучение уносит до 30–50 % энергии, в наземном взрыве значительная доля энергии приходится на ударную волну. Выход энергии проникающей радиации составляет от 10 до 15 % энергии взрыва.

2.12. Геохимия экзогенных процессов литосферы

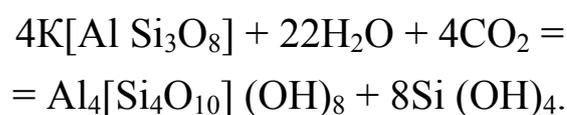
Экзогенными называют следующие процессы:

- выветривание горных пород и минералов;
- перенос продуктов выветривания;
- накопление осадков;
- диагенез;
- катагенез;
- метагенез.

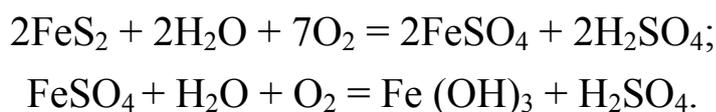
Выветривание – совокупность процессов механического и химического преобразования пород и минералов под действием экзогенных факторов, среди которых свободный кислород, вода и растворенные в ней вещества, колебания температуры и др. Физическое выветривание – это механическое разрушение пород и минералов. Оно количественно преобладает и интенсивно протекает в районах с сухим жарким климатом. Физическое выветривание не меняет химизм исходных пород и минералов, за исключением того, что возрастает окисленность элементов переменной валентности.

Химическое выветривание – химическое разложение минералов выветриваемых пород. Устойчивость породообразующих силикатов к химическому выветриванию можно описать

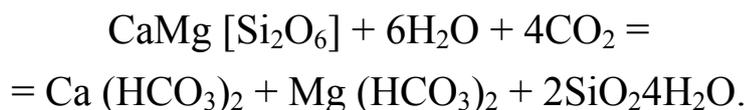
последовательностью, обратной ряду Боуэна. Среди других минералов более устойчивыми являются кислородсодержащие минералы катионов высокой валентности: рутил, корунд, циркон, кварц и др. Наименее устойчивы сульфиды. Главными реакциями химического выветривания являются гидролиз, гидратация, окисление, карбонатизация. Гидролиз минерала – это реакция разложения под действием протонов H^+ молекул воды. Протоны как бы выталкивают более слабые катионы из структуры минерала, занимают их место, приликая к ближайшим кислородам, превращаются в OH-группы. Например, гидролиз каолинита описывается реакцией:



Гидролиз, сопровождаемый окислением железа и серы, можно продемонстрировать реакциями химического выветривания пирита:



В результате химического выветривания образуются глинистые минералы, гидрокарбонаты, опал, гидроокислы металлов, сульфаты и др. Гидролиз, карбонатизация, гидратация сопровождают разложение диоксида:



Продукты выветривания переносятся в бассейны осадконакопления водой, ветром, льдом, силой тяжести. Главным является водный перенос, характерный для зон гумидных почв. Продукты физического выветривания переносятся в виде твердых частиц волочением и во взвешенном состоянии. Продукты химического выветривания переносятся:

- 1) в истинных (ионных) растворах;
- 2) молекулярных растворах;
- 3) коллоидных растворах;
- 4) в виде растворимых металлоорганических комплексов;

5) в сорбированном состоянии на глинистых минералах, органических веществах, на коллоидных частицах.

Главным конечным пунктом сноса продуктов выветривания является Мировой океан, где они осаждаются. В процессе переноса и осаждения продуктов выветривания они подвергаются механической и химической осадочной дифференциации. Механическая дифференциация заключается в разделении частиц по размеру, удельному весу, форме. Чем меньше размер частиц и интенсивнее динамика водного потока, тем дальше частицы уносятся от мест выветривания. Осаждаются они в следующей последовательности: глыбы → брекчии → конгломераты → гравий → песок → алевриты → пелиты. Дифференциация переносимых частиц по удельному весу заключается в том, что чем больше удельный вес частиц, тем меньше дальность их переноса, осаждаются они в грубозернистом виде. В результате происходит образование россыпей тяжелых минералов в песках, гравии и даже в конгломератах. Формируются россыпи золота, платины, циркона, рутила, ильменита, титанита, касситерита и др. Дифференциация по форме заключается в том, что при всех прочих равных условиях раньше других осаждаются изометрические зерна, затем удлиненные зерна, листовые, чешуйчатые, пластинчатые зерна уносятся дальше всех и поэтому осаждаются с более тонкими осадками, например мелкие чешуйки слюды в глинистых осадках.

Химической дифференциации подвергаются продукты химического выветривания, которые осаждаются в порядке, обратном их растворимости.

Образующиеся при химическом выветривании оксиды железа и алюминия нерастворимы в воде, поэтому формируют осадки уже в зонах выветривания, например в корках выветривания, либо сносятся механическим путем в тонкодисперсном виде в ближайшие болота, озера и тоже остаются на континенте. Большая часть оксидов в виде коллоидных растворов достигает морей, океанов. На границе река – море коллоидные растворы разрушаются под воздействием ионов морской воды, частички слипаются, укрупняются и разносятся в виде мути по шельфу и далее по всей акватории. В застойных участках шельфа они осаждаются и,

накапливаясь, образуют месторождения железных руд и бокситов.

Часть оксидов марганца остается на континенте, но большая часть достигает морей в коллоидных растворах, которые разрушаются, частички слипаются и разносятся. В застойных прибрежных участках они образуют месторождения. Кремнезем более подвижен, так как обладает заметной растворимостью в ионной и молекулярной форме. Переносится он и в коллоидных растворах. Попадая в Мировой океан, кремнезем остается в растворе. Щелочная морская вода переводит его коллоидные частицы в раствор. Осаждается кремнезем главным образом биогенным путем. Например, оболочки клеток диатомовых водорослей сложены опалом. После отмирания водорослей на дне накапливаются кремнистые илы. Они распространены на шельфе, на континентальном склоне и в ложе океана. На краях шельфа и в верхней части континентального склона, на границе кислородной и углекислотной (восстановительной) зон океана разносимые по акватории тонкие частицы гидрооксидов Fe^{3+} начинают восстанавливаться ($\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$), переходят в форму $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, которая растворяется, поставляя в среду осадка ионы Fe^{2+} . Ионы Fe^{2+} вместе с органогенным кремнеземом и другими компонентами осадка порождают силикат железа – глауконит. Ионы Fe^{3+} преобладают над Fe^{2+} и маркируют место их образования на границе шельфа и континентального склона. У этой границы, но чуть ниже по континентальному склону железо связывается в другом силикате – шамозите, в котором уже ионы Fe^{2+} преобладают над Fe^{3+} . Еще ниже, в средней части континентального склона, т.е. в восстановительной (углекислотной) зоне, ионы Fe^{3+} совсем исчезают в осадках, обогащенных железом, при их диагенезе образуется карбонат двухвалентного железа сидерит в виде пластовых залежей или конкреций в глинистых породах. Начиная с зоны образования сидерита и глубже, т.е. на нижней половине континентального склона, в океаническом ложе господствуют глинистые осадки, самые тонкие осадки, местами сменяемые мергелями, органогенными известняками, доломитами. На этом заканчивается ряд осадков, образующихся в условиях гумидного литогенеза. В аридном типе литогенеза с известняков и доломитов все только

начинается, но карбонаты здесь другие – хемогенно-осадочные, и образуются вследствие упаривания морской воды в мелководных заливах, лагунах морей в аридном климате. Сначала осаждаются кальцит, затем – доломит. Порядок осаждения регулируется ионной растворимостью или концентрацией ионов в воде. Концентрация обуславливается степенью упаривания морской воды. Поэтому с увеличением степени упаривания последовательно осаждаются гипс, галит, сильвин, карналлит и др.

Диагенез – совокупность процессов, происходящих в осадке и превращающих его в породу. Диагенез начинается сразу после осаждения. Движущей силой диагенеза является физико-химическая неравновесность различных компонентов осадка друг к другу, к среде и к изменениям химизма среды. Осадок – смесь разных по восстановленности и окисленности, по щелочности-кислотности, по растворимости компонентов и по другим параметрам. Поэтому возникают силы, приводящие компоненты осадка в равновесие друг с другом. Например, в осадке имеются окислы железа и марганца, которые неравновесны с органическим веществом осадка, так как оно представляет собой восстановленную форму по углероду и водороду. Органическое вещество осадка неравновесно с иловой водой осадка, так как в ней изначально есть свободный кислород, создающий окислительную среду. Иловая вода осадка стремится прийти в химическое равновесие с компонентами осадка. Стремясь достичь насыщения, она будет растворять (до насыщения) компоненты осадка.

Иловая вода частично отбирает у глинистых минералов, коллоидных частиц, частиц органики принесенные ими в осадок химические элементы в сорбированном виде, т.е. стремится прийти в равновесие по этим элементам. Движущей силой диагенеза является стремление системы (осадка) понизить свою энергию Гиббса путем выравнивания химических потенциалов химических элементов всех компонентов осадка и среды. Диагенез длится десятки-сотни тысяч лет, и за это время в осадке успевают произойти большие изменения, образуются новые (аутигенные) минералы, которые цементируют частицы осадка и делают его породой.

Выравнивание химических потенциалов химических элементов в осадке сопровождаются следующие процессы.

1. Растворение некоторых компонентов осадка. Например:



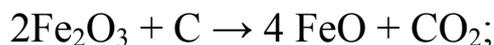
Морская вода – это ненасыщенный раствор, поэтому она способна растворять. Именно она и пропитывает осадок. Растворению способствует CO_2 , поступающий вследствие разложения и окисления органического вещества осадка.

2. Окисление органических веществ. Например:



Окисление органики сопровождается понижением окислительного потенциала среды (Eh) и повышением ее кислотности (pH), так как $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$. При большом количестве органических веществ в осадке на окисление расходуется весь кислород и среда становится восстановительной углекислотной. Для окисления следующих порций органических веществ расходуется кислород от сульфат-иона SO_4^{2-} морской воды с помощью сульфатредуцирующих бактерий и среда становится восстановительной углекислотно-сероводородной.

3. Восстановление химических элементов с переводом в раствор компонентов осадка и формированием из них новых минеральных фаз. Например:



Подобным образом восстанавливаются ионы Mn^{4+} , V^{5+} , U^{6+} и др. до состояний Mn^{2+} , V^{3+} , U^{4+} , причем вследствие этого марганец повышает свою подвижность, а V, U понижают ее. Восстановлению химических элементов в осадке помогают бактерии, разлагающие органические вещества и поставляющие углерод и водород, необходимые для восстановительных реакций.

4. Реакции химического выветривания (гидролиз, гидратация, карбонатизация). В осадках еще много полевых шпатов, слюд, амфиболов, которые не успели разложиться, так как стадии выветривания и переноса короткие по времени. Диагенез – длительная стадия. Она охватывает десятки-сотни тысяч лет. За это время указанные минералы успевают подвергнуться гидролизу (разложению), продукты гидролиза – претерпеть гидратацию,

карбонатизацию. Нередко бывает, что в осадок поступает свежий вулканический материал, который не прошел стадию выветривания. Такой материал в диагенезе претерпевает более интенсивные преобразования.

5. Взаимодействие верхней части осадка (20–30 см) с придонной водой. Из осадка в воду поступают CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , в осадок из воды поступают O_2 , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , причем первые два идут на окисление органики, два последних – на образование аутигенных карбонатов (кальцит, доломит), ион SO_4^{2-} используется частично на образование аутигенного гипса. Известковые осадки при поступлении Mg^{2+} подвергаются доломитизации.

6. Образование аутигенных минералов в поровом пространстве осадка из химических элементов морской воды и элементов, извлекаемых из различных компонентов осадка.

7. Образуются кальцит, доломит, сидерит, гипс, глинистые минералы, фосфаты кальция (апатит), сульфиды железа (марказит, пирит, гидротроилит). Образующиеся аутигенные минералы цементируют частицы осадка друг с другом, превращая его в плотную породу.

8. Перераспределение вещества и образование конкреций. Это происходит в осадке из-за его первичной неоднородности. Миграция усиливается при неоднородном распределении в осадке органических веществ. Разлагаясь, органические вещества образуют восстановительную среду, чаще кислую, а иногда и щелочную. В участках без органического вещества среда долго сохраняется щелочной и менее восстановительной. Создается градиент в среде осадка по кислотности и химическому потенциалу.

Происходит усиление локальной миграции вещества в слое осадка, что приводит к образованию конкреций (кальцитовых, сидеритовых, опаловых, халцедоновых, фосфоритовых, пиритовых, марказитовых и др.) и обогащению отдельных участков и слоев осадка теми или иными аутигенными минералами. Например, в участках кислой среды идет растворение, удаление карбонатов и осаждение кремнезема, в участках со щелочной средой, наоборот, растворяются и удаляются опаловые компоненты и осаждаются карбонаты.

Зона диагенеза чаще всего распространяется до глубин 300–500 м. Иногда она заканчивается на глубине 80 м или продолжается до глубины 1200 м. При лавинной седиментации со скоростью 1000 мм/1000 лет средняя продолжительность диагенеза составляет 300–500 тыс. лет, а в целом диапазон охватывает от 80 тыс. до 1,2 млн лет. Глубина диагенетических преобразований напрямую зависит от длительности диагенеза, длительность связана обратной зависимостью со скоростью осадконакопления. Чем меньше скорость осадконакопления, тем интенсивнее диагенез и меньше рассеянного органического вещества сохраняется в породе. Чем больше скорость осадконакопления, тем слабее диагенез и тем больше рассеянного органического вещества остается в породе.

Диагенез наиболее интенсивно протекает в глинистых осадках. В верхнем слое илистого осадка содержится 80–90 % воды. На глубине 80 м остается 40 % воды, а на глубине 1200 м – 20 % воды. Пористость осадка с глубиной уменьшается и он уплотняется. Температура на подошве зоны диагенеза может достигать 30–50 °С. В песчаных осадках диагенез протекает слабо, так как они бедны органическими веществами. Пески почти не уплотняются, потому что зерна касаются друг друга и их трудно дополнительно сблизить. Аутигенное минералообразование в песчаных осадках определяется главным образом взаимодействием содержащихся в осадке морских вод и поступающих в песчаные пласты иловых растворов (элизионных вод) из нижележащих уплотняющихся глинистых осадков и пород. Растительное органическое вещество в диагенезе превращается в торф.

Катагенез – это стадия глубинного преобразования осадочных пород под действием повышенных температур, давлений и подземных минерализованных вод. Зона катагенеза распространяется до глубины 5 км. Температура у кровли зоны – 30–50 °С, у подошвы – 150–200 °С, давление от сотен бар до 1–2 кбар.

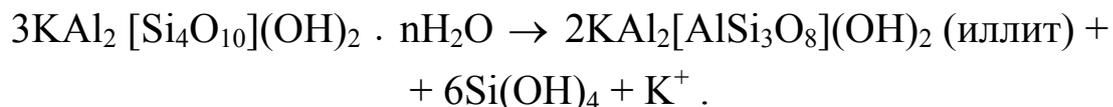
Длительность катагенеза составляет от сотен миллионов до 1–1,5 млрд лет. Катагенез делят на две стадии, которым отвечают разные по глубине зоны пород: 1) ранний; 2) поздний (глубинный).

Ранний катагенез охватывает толщу пород до глубины 2–3 км. Здесь температура возрастает до 100 °С, давление – до 0,8 кбар, пористость снижается от 20 до 15 %. Происходит уплотнение пород, отжатие воды. Продолжаются процессы гидролиза силикатов, в результате которых они превращаются в глинистые минералы: полевые шпаты – в смектиты (монтмориллонит) в щелочной среде, в каолинит в кислой среде. Мусковит в щелочной среде переходит в гидромусковит, в кислой – в каолинит. Биотит в щелочной среде переходит последовательно в гидробиотит → вермикулит → глауконит → монтмориллонит, в кислой среде – в хлорит → каолинит. По вулканическим пироксенам, амфиболам развиваются хлориты. Вулканическое стекло (пепел) превращается в хлориты → смектиты, стекла кислого состава – в цеолиты. Этот гидролиз, высвобождая щелочные элементы, увеличивает кислотность поровых вод, среда становится щелочной. Рост температуры увеличивает растворимость и повышается минерализация вод. Гидрокарбонатные воды с глубиной сменяются гидрокарбонатно-сульфатными вследствие выщаживания части карбонатов. Аморфные диатомиты, трепелы превращаются в опоки вследствие уплотнения, но остаются опаловыми, по опалу развивается кристобалит и халцедон.

Торф переходит в бурый уголь. За счет животного органического вещества начинают формироваться нефтяные углеводороды, но еще в незначительном количестве (сотые доли процента от содержания органических веществ).

Поздний катагенез протекает на глубинах 2,5–5 км. Температура растёт от 100 до 200 °С, давление – от 0,8 до 1,5 кбар. Пористость уменьшается от 15 до 2 %. Плотность глинистых пород увеличивается до 2,6 г/см³. Подземные воды являются высокоминерализованными (более 300 г/л) и становятся сульфатными (после выпадения карбонатов), глубже они становятся сульфатно-хлоридными, еще глубже хлоридными (после выпадения сульфатов гипса, ангидрита в твердую фазу). Поры заполняются аутигенными цементирующими минералами (кальцит, доломит, кварц, ангидрит и др.). Происходит регенерация кварцевых зерен в песчаниках с зарастанием пор кварцевым цементом (регенерационным). Развивается процесс гидрослюдизации и

хлоритизации монтмориллонита, но не в больших масштабах. Структура иллита более плотная, чем у монтмориллонита, и это стимулирует процесс гидрослюдизации по схеме



Высвобождаемый кремнезем вместе с излишками порового раствора выжимается из уплотняющихся глин в соседние песчаные породы, где образует кремнистый цемент. Этот кремнезем цементирует глинистые породы, превращая их в аргиллиты. Карбонатные породы перекристаллизуются в мраморы. Исчезает опал. Бурый уголь переходит в каменный уголь, содержание углерода в нем повышается до 80 %.

Глубинный катагенез является главной фазой нефтеобразования из рассеянного животного органического вещества в интервале температур 60–150 °С.

2.13. Геохимия гидросферы

Гидросфера – водная оболочка Земли, включающая моря, океаны, реки, озера, снег, лед, воду литосферы. Масса воды в гидросфере составляет $2,17 \cdot 10^{24}$ г. Из них 63 % приходится на океаны и моря, 20 % – на воду континентов и 17 % – на воду в океанической коре. Материковый лед составляет около 1 % от всей гидросферы. Гидросфера очень мобильная оболочка Земли. Например, ежегодно с поверхности Земли испаряется более 0,5 млн км³ воды. Водяные пары атмосферы обновляются за 10 суток, вода рек обновляется за 12 суток, воды Мирового океана полностью обновляются за 33 тыс. лет. Вместе с водой перемещаются огромные количества минеральных веществ, солей, органики, газов. Поэтому гидросфера играет огромную роль в геохимии. Вода – фактор тепломассопереноса и среда природных химических реакций, определяющих протекание многих экзогенных и эндогенных геологических процессов. Молекулы воды связаны друг с другом водородными связями, которые примерно в 10 раз прочнее молекулярных связей, характерных для большинства других жидкостей. Вода обладает аномально высокими зна-

чениями теплоты испарения, плавления льда, удельной теплоемкости, диэлектрической постоянной. Физические свойства воды определяют ее уникальность как главного фактора тепломассопереноса в геохимии.

Все природные воды содержат в растворенном состоянии различные минеральные соли. Суммарное содержание растворенных солей в морской воде называется ее соленостью и выражается в промилле (в тысячных долях весовых единиц), обозначается знаком ‰.

Общая соленость вод океанов в среднем составляет около 35 промилле. Это означает, что в 1 л воды содержится около 35 г растворенных солей. Такая более или менее постоянная соленость характерна для всей массы океанической воды, за исключением поверхностных слоев мощностью 100–200 м. В поверхностных слоях океанических вод соленость колеблется от 32 до 37 ‰. Такие колебания связаны с климатической зональностью. В аридных зонах, где поверхностный сток мал, а испарение велико, соленость воды в поверхностном слое океанов увеличивается. В гумидных зонах сказывается опресняющее воздействие стока поверхностных вод с континента и соленость океанических вод уменьшается.

Соли, находящиеся в растворе, диссоциируют на ионы: катионы, заряженные положительно, и анионы, заряженные отрицательно.

В воде морей и океанов присутствуют почти все известные химические элементы, однако лишь немногие из них имеют существенное значение и определяют основной состав солевой массы морей. К ним относятся Na, K, Mg, Ca, Sr, Cl, SO₄, HCO₃, Br, F и H₃BO₃, которые в сумме дают 99,9 % веса всех растворенных в океанической воде соединений; на остальные химические элементы или их соединения приходится только около 0,1 %.

В океанической воде преобладают хлориды (NaCl и MgCl₂), на втором месте стоят сульфаты (MgSO₄, CaSO₄, K₂SO₄).

Помимо солей, в морской воде растворены некоторые газы: азот, кислород, углекислый газ, иногда сероводород. Наибольшее геологическое значение имеют кислород и углекислота как

химически активные газы, играющие значительную роль в процессах образования осадков на дне морских водоемов.

Кислород морская вода получает из воздуха, в результате фотосинтеза морских растений, главным образом фитопланктона. Расходуется кислород на дыхание морских животных и на окисление различных веществ. Абсолютное содержание кислорода в литре воды может быть различным. Растворимость газов зависит от температуры. При повышении температуры и постоянном давлении и солености образуется избыток кислорода, который может выделиться в атмосферу.

Таким образом устанавливается постоянная связь и взаимодействие атмосферы и гидросферы. Весной и летом, когда температура воды повышается, океаны отдают избыток кислорода в атмосферу, а осенью и зимой при понижении температуры поглощают его из атмосферы. Выделение свободного кислорода путем реакции фотосинтеза у растений происходит в верхних слоях морской воды до глубины проникновения в воду света.

Углекислый газ содержится в морской воде в больших количествах. Источниками его служат атмосфера, речные воды, жизнедеятельность морских животных, вулканические извержения.

Углекислый газ в морской воде находится частью в свободном состоянии, частью в химически связанной форме (карбонаты и бикарбонаты). Между свободной и химически связанной углекислотой устанавливается подвижное равновесие. В связи с тем что растворимость CO_2 в морской воде, как и кислорода, возрастает с понижением температуры, содержание свободного углекислого газа больше в холодных водах, меньше в теплых. Вследствие подвижного равновесия в холодных водах может удерживаться в растворенном состоянии большее количество химически связанной углекислоты в сравнении с теплыми водами.

Максимальное содержание CO_2 отмечается в придонных слоях океанической воды на больших глубинах. Холодные придонные воды становятся агрессивными по отношению к карбонатным осадкам океанов. С этим связано растворение известковых раковин планктонных организмов, при отмирании не достигающих дна на глубинах более 4500—5000 м.

Сероводород имеет ограниченное распространение и приурочен к некоторым замкнутым котловинным морям, сообщаемым с главной массой океанических вод при помощи узких мелководных проливов. Наиболее ярким примером является Черное море. В нем отмечается вертикальное расслоение воды по солености. Это расслоение вызывает ослабление вертикальной циркуляции. Опресненная легкая вода верхних слоев при зимнем охлаждении не может опуститься глубоко и перемешивание не происходит. Пределом вертикальной циркуляции являются глубины 175 м, т. е. около 15 % всей водной массы. Это вызывает нарушение обычного газового режима. Нормальное содержание кислорода наблюдается лишь до глубин 40–50 м, ниже значительно падает и на глубине около 150 м равно примерно 15 % нормы. Недостаток кислорода в глубоких слоях Черного моря приводит к восстановительным процессам, в частности происходит восстановление сульфатов бактериями и образование сероводорода. Источником сероводорода может быть гниение отмерших морских организмов. Сероводородное заражение начинается примерно с глубин около 200 м, особенно велико в придонной части, где содержание H_2S достигает 5–6 мг/л.

Разрушительная работа моря особенно активно проявляется в береговой зоне, к которой относится непосредственно берег и прибрежная полоса морского дна. Большое значение имеют волнения, возникающие при сильных ветрах. При больших штормах волны ударяются о берег с огромной силой, достигающей в океанах 38 т/м^2 , во внутренних морях – 15 т/м^2 , постепенно разрушая горные породы, слагающие берег, в результате чего он отступает. Разрушительная работа моря называется *абразией* (от лат. абрадо – брeю, соскабливаю). Особенно интенсивно разрушаются берега, сложенные осадочными породами, в меньшей степени – магматическими. Разрушительной работе моря способствует трещиноватость, свойственная всем горным породам. При отступлении волны сжатый воздух быстро, с силой взрыва расширяется и производит дополнительные разрушения. При достаточно большой крутизне берегового откоса и примыкающего подводного склона максимальное разрушение происходит в основании склона, где постепенно образуется волноприбойная ниша с

нависающим над ней выступом горных пород. Постепенное увеличение волноприбойной ниши приводит к обрушению уступа.

В каждом морском водоеме есть и абразионные, и аккумулятивные участки берега. Их соотношение зависит от степени расчлененности береговой линии, различий в составе горных пород и основных структурных элементов. На относительно выровненных берегах абразионные и аккумулятивные участки тянутся на значительные расстояния. Часто это связано или с различным составом горных пород, или с пересечением береговой линии, или с затоплением морем субаэрального рельефа суши, вызванным тектоническим прогибанием земной коры и другими факторами.

Морские волнения совершают большую переносную и аккумулятивную работу в береговой зоне. Волны подходят к берегу как перпендикулярно, так и под различными углами, взмучивают и приводят в движение обломочный материал. От скорости прямого прибойного потока (направленного к берегу) и обратного зависит та или иная сортировка материала и образование ряда береговых аккумулятивных форм. Короткие и быстрые токи воды асимметричных волн при небольшой прибрежной глубине выбрасывают более крупные частицы (гальку, гравий, крупный песок) к берегу, более тонкий материал перемещается вниз дальше от берега. Если обратный (в море) поток значительно слабее прибойного, на пляже формируется береговой вал асимметричного профиля с коротким крутым береговым склоном и более пологим морским.

По происхождению и вещественному составу выделяют несколько типов морских осадков.

1. Терригенные, образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы. Они состоят из различного обломочного и глинистого материала.

2. Хемогенные, осаждающиеся из морской воды химическим путем.

3. Биогенные, или органогенные, образовавшиеся на дне моря в результате скопления скелетных и покровных остатков различных организмов или их обломков. Среди них по составу выделяются карбонатные (известковые) осадки, состоящие более

чем на 30 % из CaCO_3 , и кремнистые осадки, состоящие более чем на 30 % из аморфного кремнезема.

4. Вулканогенные, образовавшиеся из продуктов извержения надводных и подводных вулканов.

5. Полигенные – красная океаническая глина, которые образовались в результате действия многих факторов.

По расположению различают:

1) осадки прибрежные, или литоральные;

2) осадки области материковой отмели (шельфа). По условиям обитания животных и растений эта область называется неритовой (по названию часто встречающегося здесь моллюска *Nerita*);

3) осадки материкового склона и его подножья. Эта область называется батимальной;

4) осадки ложа Мирового океана. Эта область называется абиссальной.

Современные процессы накопления осадков в морских водоемах представляют интерес не только сами по себе, но и как средство познания процессов, протекавших в прошлом. Осадочные горные породы, слагающие наружную часть земной коры, представляют собой преимущественно осадки древних морей, претерпевшие значительные изменения во времени. Иловые осадки морских водоемов всегда рыхлые. Превращение их в плотные горные породы (окаменение, или литификация) происходит в результате сложного и длительного процесса, называемого диагенезом.

Первичный морской осадок в большинстве случаев представляет собой многокомпонентную систему, обогащенную микроорганизмами. В состав системы входят иловые частицы, химически осажденные соединения, органические вещества, остаточные воды, заполняющие поры, и др. В целом она представляет собой разнородную смесь реакционно-способных соединений. Вследствие этого начинается взаимодействие отдельных частей осадков друг с другом, с остаточными иловыми водами и со средой их накопления в направлении установления нового физико-химического равновесия. В процессе диагенеза осадка формируются разнообразные конкреции – сростки или

стяжения различной формы, строения и величины (от долей миллиметра до нескольких метров в диаметре), заключенные в осадочных горных породах. Чаще всего они встречаются в пористых породах – песках и песчаниках, а также в трещиноватых и карстующихся известняках и доломитах. По составу они бывают опаловые, халцедоновые, кварцевые, железистые, фосфатные, пиритовые и гипсовые. Они формируются, во-первых, путем неравномерного выделения нового минерального вещества при циркуляции раствора в осадке; в наиболее благоприятных участках это вещество выпадает и цементирует рыхлый осадок, образуя конкреции; во-вторых, путем заполнения минеральными веществами пустот затвердевающего осадка или горной породы.

Большая группа пород возникает в различных водоемах и местами на суше в результате разнообразных химических процессов и жизнедеятельности животных и растений, а также вследствие накопления органических остатков после гибели животных и растений. Среди них карбонатные породы, кремнистые, сернокислые, галоидные, железистые, фосфатные и каустобиолиты.

К группе карбонатных пород относятся известняки, доломиты и мергель. Известняки имеют наибольшее распространение.

Органогенные известняки слагаются обычно из известковых раковин моллюсков, фораминифер, известковых водорослей, кораллов и др. В зависимости от преобладания остатков тех или иных морских организмов известняки называют коралловыми, брахиоподовыми и т.д. Среди известняков химического происхождения известны оолитовые, представляющие собой скопление шаровидных известковых зерен-оолитов; известковые туфы, отложенные источниками, богатыми растворенной в воде двууглекислой известью, и др. Выделяют также обломочные известняки, состоящие из обломков карбонатных пород (известняков).

Мергель является примером горной породы, переходной между карбонатными и глинистыми породами. Он состоит на 50–70 % из CaCO_3 органического происхождения, а остальные 50–30 % – это глинистые частицы как обломочного, так и химического происхождения. Мергели имеют большое практическое значение в качестве сырья для цементной промышленности, осо-

бенно ценны мергели, содержащие 75 % CaCO_3 и 25 % глинистых примесей.

Доломиты по химическому составу представляют собой двойную углекислую соль кальция и магния $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$. При содержании не менее 50 % CaCO_3 порода называется известковым доломитом. Доломит может образоваться путем выпадения осадка из воды с повышенной соленостью, в этом случае пласты доломита нередко чередуются с пластами гипса.

2.14. Геохимия атмосферы

Атмосфера – это газовая оболочка Земли. Ее плотность быстро уменьшается с высотой. У поверхности Земли давление воздуха составляет $1,013 \cdot 10^5$ Па, на высоте 50 км – 90 Па, на высоте 200 км – $4 \cdot 10^{-6}$ Па. В атмосфере выделяют оболочки: тропосферу, стратосферу, мезосферу, ионосферу, экзосферу. Тропосфера – нижняя наиболее плотная часть атмосферы, которая простирается до высоты 8–10 км в полярных областях и 16–18 км у экватора. Она характеризуется турбулентным перемещением воздушных масс. Температура в тропосфере уменьшается с высотой на $6^\circ\text{C}/\text{км}$. Стратосфера простирается до высоты 50 км. На высоте 25–30 км Земля окружена жизненно важным слоем, обогащенным озоном O_3 . Если собрать весь озон в компактный слой, то его мощность составит 2–4 мм.

Мезосфера расположена между высотами 50–80 км. Температура на верхней границе составляет минус 80°C . Ионосфера простирается до высоты 1000 км. Выше она сменяется экзосферой, плавно переходящей в космическое пространство. В ионосфере нет молекул воздуха, которые диссоциированы, атомы ионизированы за счет больших энергий соударений.

Сухой воздух тропосферы имеет следующий состав:

$\text{N} - 78,09$ об.%; $\text{O} - 20,95$ об.%;

$\text{Ar} - 0,93$ об.%; $\text{CO}_2 - 0,03$ об.%,

или в весовых процентах:

$\text{N} - 75,51$ вес.%; $\text{O} - 23,15$ вес.%;

$\text{Ar} - 1,28$ вес.%; $\text{CO}_2 - 0,046$ вес.%.

В тропосфере всегда есть пары и капельки воды в количестве 0,1–2,8 об.%, аэрозоли коллоидных частиц природной и техногенной пыли. Ветер тропосферы способен переносить во взвешенном состоянии алевритовые и пылевые частицы на сотни и тысячи километров. Песчаные и более грубые частицы переносятся волочением на десятки и сотни километров.

Атмосфера появилась 3,9 млрд лет назад за счет дегазации Земли, состояла на 98 % из CO_2 и была восстановительной. Давление в ней было 4–4,7 бар, температура у поверхности Земли достигала $+100^\circ\text{C}$. Но океан не вскипал из-за повышенного общего давления атмосферы. Для вскипания требовалась температура около $+150^\circ\text{C}$. В раннем протерозое в связи с интенсивным осаждением карбонатов уменьшилось как общее давление атмосферы, так и давление CO_2 . Последнее $2,4 \cdot 10^9$ лет назад снизилось до 0,73 мбар, приземная температура упала до $+6^\circ\text{C}$.

В протерозое и палеозое происходило плавное уменьшение содержания CO_2 , повышение давления O_2 в атмосфере Земли вследствие осаждения карбонатов и биогенного фотосинтеза кислорода. В протерозое атмосфера стала азотной, в фанерозое – азотно-кислородной. В начале протерозоя кислорода в атмосфере Земли практически не было, в начале палеозоя давление O_2 составляло 0,04–0,05 бар (т.е. 20 % от современного). В конце палеозоя давление O_2 достигло современного (0,23 бар). Содержание углекислого газа в атмосфере растет очень быстрыми темпами, вызывая серьезное беспокойство не только среди ученых, но и в широких слоях общества. Параллельно с увеличением концентрации CO_2 происходит глобальное потепление и уменьшение толщины льда Северного Ледовитого океана. С начала промышленной революции по настоящий день концентрация CO_2 в воздухе возросла на 36 %.

Содержание углекислого газа не отличалось постоянством и в прошлые эпохи, задолго до влияния человека. Из данных анализа пузырьков воздуха, запечатанных во льду Антарктиды, известно, что за последние полмиллиона лет было несколько изменений концентрации атмосферного CO_2 . Крупные колебания CO_2 связаны в основном с изменениями орбиты Земли, но такого высокого значения, как современное, не наблюдалось и рост был не

столь быстрым. Параллели с современностью можно найти в более далеком прошлом – в конце палеозоя, когда концентрация углекислого газа повысилась в 10 раз и достигла той величины, которую мы ожидаем к моменту, когда на Земле будет сожжено все ископаемое топливо. Речь идет о том, что сокращение выбросов CO_2 , образующегося в результате сжигания ископаемого топлива, само по себе не решает проблему взятия под контроль содержания этого газа в атмосфере. Достижение опасного уровня и превышение его просто сдвигается на несколько более поздние сроки.

Атмосфера испытывает антропогенное воздействие, нарушающее ее экологическое состояние:

- 1) все возрастающее поступление индустриального тепла;
- 2) чрезмерное потребление O_2 , N_2 и выбросы CO_2 ;
- 3) сброс газов CO , H_2S , SO_3 , NO , NO_2 предприятиями металлургии, цементной, химической промышленности и др.;
- 4) загрязнение антропогенной минеральной пылью, свинцом.

2.15. Механизмы массопереноса в геохимии

В глубинных условиях ведущими механизмами массопереноса являются инфильтрация, диффузия, всплывание и конвекция.

Инфильтрация осуществляется путем движения флюидов: водных, газовых, магматических, надкритических газовой-водных по порам, трещинам, микротрещинам пород из областей высокого флюидного давления в области более низкого давления. Скорость миграции составляет от метров до километров в год.

Диффузия происходит через неподвижный поровый раствор или по твердому телу из мест высокой концентрации элемента в места более низкой его концентрации. Скорость диффузионного перемещения через поровый раствор составляет метры за 1 млн лет, а твердотельная диффузия не превышает 1 мм за 1 млн лет.

Всплывание и конвекция происходят, когда вследствие гравитационной неустойчивости менее плотные части среды как бы выталкиваются более плотными частями этой среды в верхние горизонты Земли, т.е. в область меньших давлений. Всплывают

магматические расплавы, гранитогнейсовые купола в земной коре и диапиры облегченного бародиффузионной дифференциацией мантийного вещества. Во многих случаях плотностная неоднородность сопровождается и обуславливается температурной неоднородностью, вследствие чего формируются конвективные потоки и ячейки конвекции с восходящими и нисходящими потоками вещества. Скорость перемещения вещества составляет от миллиметров до десятков сантиметров в год.

Механизмы всплывания, зонного плавления и магморазрыва используются магмой при ее движении в верхние горизонты коры и на ее поверхность. В поверхностных условиях массоперенос обуславливается главным образом силой тяжести либо непосредственно ею (обвалы в горах), но чаще опосредованно, путем перемещения воды, льда вместе с содержащимися в них минеральными компонентами из повышенных участков в пониженные участки рельефа. Поверхностная вода перемещает минеральные компоненты во взвешенном состоянии, волочением и в растворах (истинных, молекулярных, коллоидных). Важным способом массопереноса в поверхностных условиях является перенос ветром, волочением и во взвешенном состоянии, особенно в аридных зонах Земли.

Факторы миграции химических элементов разделяют на внутренние и внешние. Внутренними факторами являются физические и химические свойства самих атомов, ионов и их соединений. Например: размер, заряд, потенциал ионизации, электроотрицательность, масса, летучесть, плавкость, кислотность, щелочность, окислительно-восстановительные свойства атомов, ионов, растворимость соединений и др.

Внешними факторами являются параметры среды, в которой происходит миграция. Важнейшими из них являются: температура и ее градиент; давление и градиент давления; концентрация и ее градиент; кислотность-щелочность среды; окислительно-восстановительный потенциал среды; интенсивность динамики транспортирующего потока; градиент рельефа местности; количество органических веществ в среде; наличие или отсутствие воды в среде и др. Действие внешних факторов регулирует миграцию химических элементов. Например, повышение темпера-

туры способствует растворению, плавлению вещества, переходу его химических элементов в более подвижную флюидную фазу. Градиент температуры, меняя плотность вещества миграционного потока, может привести к всплыванию, образованию конвективных потоков и конвективной миграции вещества.

Градиент давления обуславливает движение флюидов из областей высокого в область более низкого давления. Градиент концентрации вызывает диффузию химических элементов из области высоких в область более низких концентраций. Кислотность и химический потенциал влияют на растворимость соединений химических элементов и обуславливают их миграционную подвижность. В движущихся поверхностных водных и воздушных потоках их транспортирующая сила возрастает с увеличением скорости потока и падает при уменьшении скорости потока. В этом и проявляется влияние динамики потока на миграцию. Градиент рельефа создает градиент силы тяжести, чем больше этот градиент, тем выше транспортирующая сила. Органическое вещество, обеспечивая транспортную, средообразующую и барьерную функции, существенно определяет миграционную способность многих химических элементов. Наличие воды в глубинных флюидах увеличивает их растворяющую и транспортирующую способность.

Резкие изменения внешних факторов миграции в тех или иных геологических обстановках приводят к изменениям миграционной способности химических элементов и тем самым выполняют роль геохимических барьеров, способствующих накоплению вещества и образованию месторождений полезных ископаемых. Таким образом, геохимические барьеры – участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит значительное уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как следствие, их концентрация. Бывают макро-, мезо- и микробарьеры. Например, зона дельты – макробарьер, рудное тело – мезобарьер, рудный прожилок – микробарьер. На барьере одна геохимическая обстановка сменяется другой. Выделяются два вида барьеров: природные и техногенные. Каждый вид делится на три типа.

1. Механические барьеры, когда меняется интенсивность механической миграции. С ними, например, связано образование россыпей.

2. Физико-химические барьеры (в участках резкого изменения температуры, давления и т.д.).

3. Биогеохимические барьеры. Они обязаны уменьшению интенсивности биогенной миграции. Например, с ними связано накопление торфа, образование залежей угля.

Нередко барьеры бывают комплексными. В каждом из двух последних видов выделяются разные классы барьеров. Например, А – окислительный, В – сульфидный (сероводородный), С – восстановительный, без H_2S – глеевый, D – щелочной, Е – кислый, F – испарительный, G – сорбционный, H – термодинамический, J – сульфатный, K – карбонатный.

На геохимических барьерах окислителями могут выступать O_2 , O_3 , NO_2 , H_2O_2 , NO ; восстановительными могут быть H_2 , H_2S , CO , N_2 , NH_3 , CH_4 , органика; повышают кислотность $CO_2 + H_2O$, HCl , HF , $(SO_3 + H_2O)$, SO_2 ; повышают щелочность K, Na, Ca, Mg.

Главными геохимическими функциями органического вещества являются транспортная, концентрационная, барьерная, средообразующая.

Транспортная функция органического вещества реализуется несколькими способами.

1. Замещением катионами протонов периферийных функциональных групп в молекулах гуминовых кислот. Катионы, растворяясь в воде, обеспечивают миграцию содержащихся в них чужеродных катионов на большие расстояния в виде молекулярных водных растворов.

2. Путем образования водно-растворимых металлоорганических комплексов, в которых атом металла непосредственно соединяется с атомом углерода ядра гуминовой молекулы.

3. Путем адсорбции простых и комплексных ионов типа MoO_4^{2-} , AsO_4^{3-} , GeO_4^{4-} , VO_2^+ , UO_2^{2+} и минеральных молекул $Si(OH)_4$ поверхностью крупных молекул водно-растворимых гуминовых кислот и поверхностью обломков частиц органического вещества.

Ведущим из трех способов является первый, в котором катионы, замещая протоны периферийных функциональных групп, непосредственно связываются с оголенными лигандами групп и образуют металлокомплексы. Важную роль в транспортировке и концентрировании металлов органическим веществом играет элементный состав лигандов гуминовых кислот. Ими обычно являются O, N, иногда добавляется S. На состав лигандов существенно влияет природа молекул гуминовых кислот, которая опосредованно определяется растительным или животным характером исходного органического вещества. В случае растительной органики в функциональных группах молекул гуминовых кислот преобладают кислородные лиганды, с ними предпочтительнее связываются, транспортируются и накапливаются катионы литофильных элементов: Ga, Ge, Ti, Sn, Sr, Ba, Be, B, W, Ta, Nb, Zr, U, K, Na, Ca, Mg, Al, Si, VO_2^+ и др. В случае животной природы органического вещества в функциональных группах молекул гуминовых кислот преобладают азотные лиганды, с ними (как и с серными) связываются, транспортируются и накапливаются катионы халькофильных элементов: Cu, V^{3+} , Mo^{4+} , Co, Ni, As, Sb, Hg, Bi и др.

Концентрационная функция органического вещества заключается в том, что организмы в процессе жизнедеятельности концентрируют в себе не только главные биофильные элементы H, C, O, N, но и много других химических элементов: Ca, Si, P, Na, Mg, K, Fe, Ba, Zn, Cu и др. После отмирания и накопления остатков организмов на дне могут создаваться месторождения карбонатных, кремнистых пород, фосфоритов, торфа и др. Концентрироваться микроэлементы могут продуктами разложения органики.

Барьерная функция органических веществ реализуется путем создания геохимических барьеров двух типов: восстановительного и сорбционного. Осадки и породы, содержащие органическое вещество, обычно характеризуются восстановительной средой, так как на преобразование органики расходуется кислород и среда им обедняется. Поэтому мигрирующие водные флюиды из окружающих пород с окислительной средой быстро теряют свой окислительный потенциал и становятся восстановительными.

Появляется восстановительный барьер, на котором может уменьшиться миграционная способность приносимых флюидом компонентов и они здесь фиксируются в виде труднорастворимых минералов. Например, ионы уранила UO_2^{2+} , содержащие в высшей степени окисленный уран U^{6+} , неплохо растворяются в окислительных водных флюидах. Оказываясь на восстановительном барьере, уран восстанавливается до иона U^{4+} и вместо растворимых ионов уранила формируется нерастворимый в воде минерал уранинит UO_2 , который осаждается и накапливается на барьере. Аналогичная ситуация создается на границе песчаных и глинистых пород, где могут формироваться месторождения урановых руд. Подобным же образом могут возникать месторождения ванадиевых руд. Продукты преобразования отмершего органического вещества характеризуются повышенной сорбционной способностью, в местах их скопления создаются сорбционные барьеры.

Средообразующая функция органических веществ реализуется благодаря тому, что в процессе жизнедеятельности организмов, преобразования их после отмирания изменяются геохимические параметры окружающей среды. Меняются окислительно-восстановительный потенциал, кислотность и щелочность, химизм среды. Например, кислородная зона Мирового океана создается в основном фитопланктоном, который поглощает CO_2 , выделяет кислород. Это приводит к осаждению в прибрежной шельфовой области окисных руд железа и марганца. Углекислотная зона Мирового океана развивается за счет разложения отмершего органического вещества. На морском дне глубже 200 м создается восстановительная среда, насыщенная углекислым газом, и образуются карбонатные осадки, в их числе карбонатные сидеритовые руды железа и родохрозитовые руды марганца. При еще большем накоплении на дне отмершего органического вещества создается сероводородная зона Мирового океана с еще более восстановительной средой и активным развитием сульфатредуцирующих бактерий. Начинается сульфидный диагенез, ответственный за накопление в осадках, особенно в углеродистых, сульфидов халькофильных элементов: Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co, Ag, Cd, Pt. Разлагающееся на дне отмершее органическое вещество

обогащает осадок и природную воду газовыми компонентами CO_2 , H_2S и микроэлементами минерального питания растений, которые, выносясь на теплый шельф, обеспечивают бурное развитие жизни и лавинное осадконакопление с формированием фосфоритовых руд.

2.16. Загрязнение биосферы

Все антропогенные загрязняющие вещества можно разделить на три большие группы. Газообразные – серный газ, оксиды азота, монооксид углерода, фториды, хлор, сероводород, озон, и т.д. Тяжелые металлы – ртуть, свинец, кадмий, мышьяк, ванадий, цинк, медь и др. Органические вещества, т.е. продукты переработки природных органических веществ или продукты их синтеза, многие из которых вообще не свойственны природе: нефтяные углеводороды, пестициды, полихлорбифенилы, бенз(а)пирен и др.

В состав указанных веществ входят канцерогены – химические соединения, способные вызвать образование опухолей у животных и человека. Многие загрязняющие окружающую среду вещества могут модифицировать онкогенез, усиливая действие канцерогенов.

Практически все канцерогены обладают мутагенным действием, но мутагены не всегда вызывают опухоли. Канцерогенными веществами называются химические соединения, введение которых в организм вызывает рак. Углеводороды бензапирен, 20-метилхолантрен, 9,10-диметил-1,2-бензантрацен (самый сильный канцерогенный углеводород), 2-метилфенантро-2,1-а-тиазол, полициклический углеводород 6,12-диазаантантрен стимулируют развитие сарком. Бластомогенные углеводороды составляют основу смол, саж, минеральных масел. В качестве индикатора всей группы канцерогенных углеводородов рассматривается бензапирен – стойкое вещество, способное к накоплению в природной среде и биосистемах. Карбаматы входят в состав большого количества гербицидов, уретан используется для предотвращения прорастания картофеля. Аминоазосоединения – ортоаминоазотолуол, диметиламиноазобензол используются в качестве

красителей пищевых продуктов: масел, макарон, сыров и т.д. Они вызывают опухоли печени, легких, кожи. Флуорен 2-ацетиламин предложен в качестве консерванта для фруктов и овощей. Он вызывает рак печени, кишечника, мочевого пузыря. Циклические амины – бета-нафтиламин, бензамин, 4-аминодифенил, 3,3-дихлорбензидин – вызывают опухоли печени и молочных желез. Они используются в анилинокрасочном производстве.

Нитрозодиметиламин, нитрозодиэтиламин, нитрозометилмочевина, 8-оксихинолин вызывают опухоли печени, желудка, нервной системы и внутренних органов. Они встречаются в пестицидах, контрацептивных средствах, рыбных консервах, используются при вулканизации резины, в текстильном производстве. Они являются полупродуктами в синтезе красителей с тяжелыми металлами. Используются в качестве растворителей, добавок к смазочным средствам, бензину, противокоррозийным препаратам, катализаторам полимеризации, инсектицидам. Хорошо растворимы и стабильны в водных растворах.

Поверхностно активные вещества (ПАВ) – это 60 % моющих средств бытового (шампуни) и промышленного назначения, используются в производстве искусственного волокна, синтетического каучука, для флотации руд, дезэмульгирования нефти, как промывочные жидкости при бурении скважин, в металлообрабатывающей, строительной и парфюмерно-косметической промышленности. ПАВ входят в состав пестицидов. В водоемах они способствуют растворению канцерогенных углеводородов, повышают канцерогенность различных веществ.

Источники бензопирена – коксовые заводы, ТЭК, уголь, автомобили, производство толя, нефтеперерабатывающие и коксохимические заводы. Бензопирены содержатся во всех типах почв, в большей степени накапливаются в карбонатных почвах, вблизи автомобильных дорог.

В водные экосистемы бензопирены поступают со сточными водами нефтеперерабатывающих, коксохимических, металлообрабатывающих, рубероидных и аналогичных заводов. Двигатели судов и лодок, морская нефте- и газодобыча обуславливают накопление бензопиринов в донных отложениях, водорослях,

планктоне, моллюсках и рыбе. Практически все прибрежные зоны содержат повышенное количество ПАВ.

Канцерогенные вещества обнаружены в пищевых продуктах. Они попадают в пищевые продукты несколькими путями. Афлатоксины присутствуют в перезимовавшем зерне риса и пшеницы. Экстрогенные гормональные препараты типа диэтилстильбэстрола добавляют в корм птице и скоту для интенсивного набора веса, они сохраняются в мясе и печени. Нитриты, нитраты, которые используются в копченостях, образуют нитрозоамины и провоцируют рак. Технологии приготовления пищи: копчение, жарение на повторных маслах, усилители вкуса, красители, консерванты и т.д. – канцерогены.

Вещество бисфенол-А, которое используется при производстве пластиковой посуды, в том числе бутылок для воды, а также зубных пломб, компакт-дисков и многих других необходимых в быту предметов, внесли в перечень токсических препаратов.

Косметические препараты озокерит, церезин, горный воск, эстрогены и многие другие провоцируют онкологические заболевания.

Канцерогенными считаются лекарственные препараты: соли мышьяка, коллоидное серебро, изотопы, дегтярные мази, парафиновые масла, диэтиленгликоль, фенольные соединения, хлороформ, эстрогены, ацетиламинокарбазол – анальгезирующее средство, стирилхинолины, пеллиодол, хризодин, диазоловые производные, алкалоиды, цитотоксические препараты, тиомочевина, антибиотики, гидразид изоникотиновой кислоты – противотуберкулезное средство. Дробление дозы канцерогенного вещества увеличивает количество возникающих опухолей. Скорость появления опухолей пропорциональна длительности нахождения веществ в организме. Наблюдается синергическое действие канцерогенов в организме.

При промышленной переработке продуктов добавляются стабилизаторы, обеспечивающие их сохранность. Так, при изготовлении сгущенного молока добавляются гидрокарбонат натрия, динатрийфосфат, тринатрийцитрат. Сохранность мяса при копчении обуславливается веществами фенольного ряда и бензопиридина, обладающего канцерогенным действием. Обработка мяса,

рыбы, сыров и колбас сопровождается появлением нитрозаминов. В процессе консервирования продуктов питания широко используются метиловые и пропиловые эфиры п-гидроксибензойной кислоты, обладающие бактерицидными и фунгицидными свойствами. Консерваторы с наличием фенольных групп оказывают отрицательное физиологическое действие.

Биотрансформация, или распад, загрязняющих веществ в различного типа биосистемах происходит с помощью ферментативных реакций: окисления, восстановления, деградациии – расщепления молекул, и конъюгации – соединения молекул загрязнителя с органическими веществами клетки. В животном организме все ксенобиотики в результате молекулярных изменений повышают собственную водорастворимость, что способствует более быстрому выведению из организма.

В то же время молекулярная перестройка антропогенных веществ в организме под действием гидроксильных ферментов часто приводит не к их обезвреживанию, а к повышению токсичности. Тяжелые металлы индуцируют синтез специализированных белков – металлотионинов, которые связывают и инактивируют металлы, накапливая их в печени и почках. Следовательно, ксенобиотики, попадающие в организм животных, под влиянием молекулярных изменений могут быть: 1) – расщеплены, утилизированы и выведены по фрагментам; 2) – превращены в водорастворимые и легковыводимые из организма соединения; 3) – преобразованы в вещества, более вредные для организма; 4) – соединены с белками и сохранены в неактивной для организма форме.

У растений в большей степени доминируют процессы связывания чужеродных веществ с неактивными биомолекулами. Накопление и инкапсулирование радионуклидов и других веществ происходит во внутренних слоях древесины. В почве и природных водоемах биотрансформация загрязнителей осуществляется ферментами различных организмов, прежде всего прокариотами и грибами. Часть веществ сорбируется почвенными частицами и они оказываются вне сферы деятельности почвенных микроорганизмов. Накопление тяжелых металлов в почве зависит от ее кислотности. Свинец накапливается в почвах в виде малораствори-

мых фосфатов $Pb_3(PO_4)_2$, карбонатов $PbCO_3$. Кадмий вымывается из почв при $pH < 6$. Растворимые соединения меди в почве токсичны при их содержании 20 мг/кг сухого вещества. При 0,1 мг/л медь оказывает токсическое действие на почвенные микроорганизмы. Токсичность цинка для растений определяется на уровне 200 мг/кг сухой массы. При $pH > 6$ цинк накапливается в почвах. Для свинца токсичность составляет 50 мг/кг сухой массы растений.

Одним из источников медленно разлагающихся в почве загрязнителей является ил очистных сооружений и компост после переработки отходов. Хлорсодержащие углеводороды сохраняются в почвах от 2 до 5 лет; производные мочевины – от 18 месяцев до 2 лет, карбоматы и эфиры фосфорной кислоты – 2–12 недель.

Ил содержит тяжелые металлы, полихлорфенолы, бифенолы, полициклические ароматические углеводороды, бораты, входящие в состав моющих веществ. Токсичность бора для трав выражается в хлорозах и некрозах. Накопление нитратов и нитритов в почве также приводит к ее загрязнению.

Рактопамин – вещество, используемое в качестве кормовой добавки для увеличения мышечной массы у свиней и крупного рогатого скота. Фармакологически это бета-адренергический агонист, принадлежащий к классу фенетаноламинов. Рактопамин был утвержден Комиссией пищевых и лекарственных продуктов США в 1999 году для использования в свиной промышленности, в начале 2003 года – для крупного рогатого скота. Рактопамин ни в каких формах не предназначен для использования людьми в любых медицинских целях. Наиболее вероятным путем воздействия рактопамина на человека является потребление в пищу мяса животных. Помимо фармакологического эффекта, рактопамин может проявлять токсическое действие. Потребление людьми в пищу мяса и субпродуктов животных, получавших с кормом препараты для стимуляции роста, может вызвать отравление, проявляющееся в таких клинических признаках, как тахикардия и другие нарушения сердечного ритма, тремор, головные боли, мышечные спазмы, повышение артериального давления.

Антибиотики оказывают влияние на совершенно разные бактериальные мишени, убивают микробов, повреждая ДНК. Действие антибиотиков, то есть веществ, специфически убивающих микробы, основано на больших различиях между бактериями и животными. Антибиотики связываются только с бактериальными мишенями и не дают микробам синтезировать белки, ДНК или клеточную стенку. Механизмы влияния кажутся совсем не связанными друг с другом, но ученые выяснили, что все три класса веществ убивают бактерии одним способом – вызывают накопление в клетке неправильных нуклеотидов.

Они встраиваются в ДНК, что вызывает включение системы исправления ошибок. Клетка исправляет внесенные ошибки. Если ошибок становится слишком много, работа системы их исправления в конце концов убивает клетку.

Цинк содержится во всех органах и тканях животных и растений. Некоторые организмы, в частности устрицы, способны накапливать цинк. У млекопитающих цинк находится в повышенных количествах в печени, мышцах и костях. Цинк имеет большое значение для роста и развития организмов. Соли цинка, особенно сульфаты и хлориды, токсичны. Растениям цинк необходим для нормальной жизнедеятельности. В них, как и в животных организмах, цинк входит в состав многочисленных металлоферментов и активирует ряд металлоферментных комплексов. В растениях цинк также связан с процессами роста. Его отсутствие вызывает задержку роста и морфологические изменения. Цинк необходим для нормального азотного обмена, образования аминокислот.

Свинец постоянно обнаруживается в разнообразных живых организмах. Известно, что антропогенное загрязнение природной среды свинцом достигло таких масштабов, когда его содержание в живых организмах уже не соответствует естественному. О его биологической роли почти ничего не известно. Свинец и его соединения токсичны. Повышенное поступление их в организм млекопитающих приводит к накоплению свинца в почках, печени, костях, костном мозге, в тканях злокачественных опухолей. Свинец как токсичный элемент поступает в биосферу в процессе добычи сжигаемого топлива и в результате применения этилиро-

ванного бензина в двигателях внутреннего сгорания. Повышенное содержание свинца в окружающей среде может быть причиной эндемической хронической гематурии крупного рогатого скота, рассеянного склероза и других заболеваний у людей. Содержание свинца в органах и тканях млекопитающих на 4–5 порядков выше, чем в морской воде и воде рек, и коррелирует со средним содержанием элемента в почве, что может рассматриваться как указание на поступление его в организм преимущественно с продуктами питания. В современном мире «батареечная» индустрия – крупнейший потребитель свинца: до 80 % металла, добываемого в мире, используется в производстве батареек и элементов питания для мобильных телефонов, автомобилей, мотоциклов и прочего.

Порядка 12 % американских батареек отправляется на мексиканские утилизирующие предприятия. И с каждым годом экспортируемого мусора становится все больше. По прогнозам исследователей, в ближайшие десять лет «свинцовый сброс» в развивающиеся страны увеличится в два раза.

Медики сообщают, что у детей из развивающихся стран, живущих неподалеку от предприятий по производству и переработке элементов питания, уровень свинца в крови в тринадцать раз выше по сравнению с американскими сверстниками. В крови работников батареечной отрасли развивающихся стран свинца в три раза больше, чем у специалистов из США. В Мексике растения вблизи предприятий пересыщены свинцом: концентрация металла в них в семь раз выше нормы.

Свинцовое загрязнение вызывает заболевания центральной нервной системы, почек, сердца и сосудов. Хроническое отравление свинцом влечет психические нарушения, повышает склонность к суицидам, ухудшает интеллектуальные способности и может быть причиной ненормального поведения детей и подростков.

Тяжелые металлы – Hg, Cd, Pb, As, Zn, Си – попадают и накапливаются в пищевых продуктах в биологической цепи, включающей все этапы сельскохозяйственного и промышленного производства пищевого сырья и продуктов питания.

Случаи массового отравления населения ртутью, кадмием, свинцом в Японии, Ираке, Пакистане, Гватемале, гибель птиц и сильное загрязнение водоемов в США и некоторых странах Западной Европы вызвали беспокойство широкой международной общественности.

Классификация тяжелых металлов и их соединений по степени токсичности имеет большое значение в связи с ростом исследований экологического характера. В 1973 г. к приоритетным загрязнителям относились свинец, кадмий и ртуть. В 1980 г. к ним добавлены медь, олово, ванадий, хром, молибден, марганец, кобальт, никель, сурьма, мышьяк и селен. В детализированной системе кадмий, медь, ртуть, свинец, цинк относятся к группе очень интенсивных потенциальных загрязнений, мышьяк – к группе умеренно потенциальных загрязнений.

В связи с высокой кумулятивной активностью тяжелых металлов и невозможностью полного предупреждения загрязнения ими пищевого сырья и продуктов питания основная роль в профилактике отводится регламентации их содержания и контролю за соблюдением регламентов. Органами санитарного надзора установлены жесткие нормы токсичных элементов в пищевом сырье и продуктах питания. Территория, загрязненная свинцом, куда он попадает с выхлопными газами от двигателей автотранспорта, примыкает к автомагистралям и представляет собой полосы шириной 50–200 м. Опасность загрязнений для сельскохозяйственных культур возрастает в зависимости от потока автотранспорта, особенно в густонаселенных областях, страдающих от нехватки пахотных угодий, поскольку используются земли, максимально приближенные к дорогам. Накопление свинца в растениях в 9–10 раз больше в районах автомагистралей и индустриальных городов.

Биоаккумуляция тяжелых металлов растениями, связанная с распространением веществ-загрязнителей в атмосфере от техногенных источников, чаще всего осуществляется через корневую систему, в ряде случаев поглощение загрязнений происходит листвой и плодами растений. Известно, что изменение химического состава растений не приводит к видимым повреждениям, вследствие чего устойчивость растений к металлам-токсикантам при

метаболизме обеспечивает попадание их в пищевую цепь. Аккумуляция тяжелых металлов в растительном пищевом сырье зависит от их содержания в почвах и биологических особенностей растений.

При одинаковом содержании токсикантов в почве разные растения накапливают их в разных количествах. Из почвы в овощи мигрирует 2,2 % железа, 22–37 % марганца, 21–32 % меди, 22–41 % цинка, что отражается на качестве и биологических свойствах пищевых продуктов. Применение в сельском хозяйстве металлосодержащих пестицидов и удобрений сказывается как на химическом составе почвы, так и на продуктах растениеводства. Установлено, что соединения мышьяка накапливаются в пахотном слое почвы и могут в значительной степени мигрировать в культурные растения. Если естественное содержание мышьяка в картофеле составляет 0,12 мкг/кг, то при его содержании в почве в количестве 2,1 мкг/кг концентрация металла в продукте повышается до 0,51 мкг/кг.

Кадмий почти невозможно изъять из природной среды, поэтому он все больше накапливается и попадает различными путями в пищевую цепь человека и животных. Чаще всего причиной повышенного содержания кадмия в растениях являются промышленные газообразные выбросы. Содержание кадмия в растениеводческой продукции увеличивается при применении в сельском хозяйстве фосфатных удобрений и сточных вод, загрязненных этим металлом. Рис, выращенный на полях, загрязненных промышленными сточными водами, содержит в 10 раз больше кадмия, чем выращенный на незагрязненных почвах. Кадмий чрезвычайно легко переходит из почвы в растения, которые поглощают его до 70 % из почвы и лишь 30 % из воздуха и воды. Особенно большую опасность представляют в этом отношении грибы, которые часто могут накапливать кадмий в исключительно высоких концентрациях – до 170 мг/кг.

При сильном загрязнении среды обитания кадмием или никелем в корнях томатов накапливается значительно больше этих металлов, чем в плодах. Таким образом, есть основание считать, что семена и плоды, защищенные от поступления избытка тяжелых металлов в пределах определенного диапазона их

концентраций в почве, в наибольшей мере гарантируют сохранение санитарно-гигиенической чистоты продуктов растениеводства.

На почвах геохимических аномалий возможно произрастание растений двух типов: концентрирующих тяжелые металлы в силу их повышенного содержания в почве и поглощающих большое количество вследствие генетически закрепленной потребности. Повышение почвенной кислотности усиливает подвижность форм тяжелых металлов и их попадание в растения. Существует определенная область значений кислотности, вне которой растения совсем не растут, но есть также и область, соответствующая оптимальному развитию растения. Крайними значениями кислотности в обычных почвах являются величины 3,5 и 8,0. Область кислотности, благоприятная для развития отдельных видов растений, обычно ограничена небольшими пределами. Картофель в искусственных условиях питания хорошо растет при $pH = 5,0-5,5$ и не гибнет при $pH = 4,2$, в то время как для овса оптимальна $pH = 5,3-5,8$, но он погибает при $pH = 4,3$. При $pH = 4,0$ урожай ржи и гречихи, выраженный в процентах от соответствующих максимальных урожаев, равен 13,82 % и 90 % соответственно. В естественной среде произрастания зависимость между реакцией почвы и ростом растений более сложная и зависит от местных условий.

Установлена прямая корреляционная связь между содержанием кадмия в почве и накоплением его в корнеплодах. На кислых почвах ($pH = 4,5-5,5$) идет интенсивное накопление элемента уже при загрязнении почвы на уровне ПДК, хотя известкование значительно тормозит его поступление в растения. Растительную продукцию, соответствующую санитарно-гигиеническим нормам, получают на известкованной дерново-подзолистой тяжело-суглинистой почве только при слабом загрязнении кадмием (1 мг/кг почвы). Изменяя реакцию среды в сторону подщелачивания путем известкования, можно получить чистую продукцию при содержании цинка в почве выше ПДК. Корнеплоды (свекла, морковь) активно поглощают свинец. Экологически чистую продукцию можно получить, когда содержание свинца в почве не превышает 150 мг/кг. Чтобы выращивать экологически безопасную

продукцию, необходимы повышенные дозы известковых удобрений в зависимости от кислотности.

Перемещение и интенсивность инактивации тяжелых металлов в почве находятся в прямой зависимости от содержания гумуса. Из всех компонентов гумус наиболее сильно удерживает тяжелые металлы путем ионного обмена, комплексообразования и адсорбции. В нейтральных почвах с высоким содержанием гумуса тяжелые металлы переходят в неподвижное состояние и в растения почти не поступают. Исключение составляют ртуть и кадмий, которые обладают высокой подвижностью вследствие нахождения в молекулярной форме (метилпроизводных) и могут попадать из загрязненных почв в растения, создавая опасность поступления через пищевую цепь в организм человека. Важное место в детоксикации тяжелых металлов отводится органическим удобрениям. При их внесении уменьшается подвижность тяжелых металлов вследствие образования органоминеральных соединений, обладающих низкой растворимостью.

Говоря о роли животных в биогенной миграции веществ, особое внимание приходится уделять миграции элементов и химических соединений по пищевым цепям в экосистемах. Здесь не только избирательно накапливаются и задерживаются по мере движения от одного звена к другому многие тяжелые металлы, но происходит сложный процесс взаимодействия, сопряженной миграции элементов, близких по своим химическим свойствам. Избыток меди, цинка, хрома ведет к острым отравлениям и хроническим заболеваниям. Небольшие концентрации мышьяка вызывают отравления, нарушая энергетический обмен в организме.

Токсическое действие кадмия определяется замещением ионов цинка в ферментах, в результате чего ферменты теряют каталитическую активность. Ткани животных избирательно накапливают некоторые элементы, их концентрация оказывается заметно выше, чем в пище. Концентрирование – лабильный процесс: абсолютные значения варьируют, причем сильно, в зависимости от возраста и пола животного, его физиологического состояния, состава пищи. Содержание элементов зависит и от почвенно-климатических зон: во влажных условиях почти все животные

концентрируют кальция, йода, меди, натрия больше, чем в аридных сухих ландшафтах.

Свинец и кадмий отличаются высокой кумулятивной способностью в организмах теплокровных животных и человека. Кадмий – один из наиболее вредных токсикантов, обладающий явно выраженным тератогенным и мутагенным эффектом. У млекопитающих он в основном накапливается в печени, почках, костях, шерсти. Основываясь на нормативах токсикологии человека, можно считать, что концентрация кадмия в пределах 100–200 мкг/г (сырой массы) в почках представляет опасность для млекопитающих. После достижения пороговой концентрации – около 0,2 мг на 1 г веса почек – появляются симптомы тяжелого отравления и почти неизлечимого заболевания. В отличие от ртути и свинца, кадмий не выводится из организма, поэтому содержание его в почках промысловых животных увеличивается с возрастом.

Антропогенные источники микроэлементов в водах связаны главным образом с добычей угля и руд, с промышленными и коммунальными сточными водами. Огромные массы металлов используются в химической, бумажной, электротехнической и других отраслях и уходят с промышленными стоками в водоемы рек и озер. В воде рек, озер и водохранилищ наблюдаются нефтепродукты, фенолы, железо, медь, цинк, другие тяжелые металлы и многие вредные вещества.

Особую опасность представляет ртуть, так как ее большая часть в воде рек и донных отложениях находится в высокотоксичной форме. Коэффициент накопления ртути в гидробионтах достигает 10 и более.

Ртуть в воде прочно связана с отложениями и органическим материалом, но микроорганизмы способны трансформировать неорганическую ртуть в метилртуть, которая легко усваивается водными организмами. В результате соединения ртути накапливаются в растениях и мельчайших организмах, которыми питается рыба, и затем постепенно аккумулируются в организме рыб. В рыбе концентрация ртути может быть в 1000 раз выше, чем в водах, из которых она выловлена. При концентрации соединений ртути в воде порядка нескольких миллиардных долей рыба, оби-

тающая в такой воде, может содержать от одной до нескольких миллионных долей ртути. Во многих исследованиях показано, что содержание ртути в организме рыб из природных водоемов может превышать 10 мг/кг, в отдельных случаях достигать 20–30 мг/кг. В закисленных водоемах, где ртуть наряду с другими токсичными металлами приобретает повышенную подвижность, загрязнение рыб возрастает.

К категории медленно разлагающихся веществ, загрязняющих биосферу, относится нефть и продукты ее переработки. Эмульсионный слой нефти очень медленно подвергается микробиологическому разложению и может оставаться на поверхности в течение недель и месяцев. Простые фенолы в аэробных условиях под действием бактерий распадаются в течение 7 дней, в анаэробных условиях – в течение месяца.

Пылеобразный алюминий и бериллий непосредственно воздействуют на органы дыхания. Алюминий вызывает воспаление бронхов и легких. Бериллиевая пыль вызывает фиброгранулему – рубцевание соединительных тканей легких, гранулему печени и почек. Необходимо отметить, что бериллий очень медленно выделяется из организма – в течение десятилетий. Пылевидные аэрозоли вызывают также различные типы аллергических заболеваний. Аллергия – повышенная чувствительность организма к влиянию определенных веществ, что выражается в развитии воспалительных процессов, усиленной секреции слизистых оболочек, отеках и т.д.

Диоксинами называют группу хлорорганических экотоксикантов.

Диоксины – химически инертные соединения, хорошо растворимые в органических растворителях и маслах. Высокая химическая стабильность диоксинов способствует их накоплению в почве (период полураспада 10–20 лет), в донных отложениях (период полураспада более 20 лет). Термически устойчивы, их разрушение происходит при температуре 1200–1400 °С. Диоксиноподобные суперэкотоксиканты относятся к стойким органическим загрязнителям. Для них характерны следующие свойства: устойчивость к окружающей среде, биоаккумуляция в 70000 раз выше содержания в окружающей среде, токсичность

для животных и человека с отдаленными последствиями (рак, нарушения развития, репродуктивные, эндокринные и иммунологические нарушения, заболевания печени, почек), крупномасштабный перенос в районы, отдаленные от источников.

Общая токсичность диоксинов превышает токсичность стрихалина, цианистого натрия и т.д. Больше всего диоксинов в жирных слоях рыбы, мяса, масле, молоке, сметане, сырах. В организм диоксины поступают с продуктами питания, с водой, через кожные покровы и органы дыхания. Основными источниками образования диоксинов являются предприятия химической, электротехнической, лесной, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной и цветной металлургии.

Попадающие в водоемы органические вещества антропогенной деятельности человека при наличии кислорода активно разрушаются аэробными микроорганизмами. В качестве отходов образуются CO_2 , H_2O , нитраты, фосфаты, сульфаты и др. Нитраты и фосфаты в природных водоемах содержатся в относительно небольших количествах и лимитируют неограниченный рост растений и планктона. Выделенные нитраты и фосфаты, стимулируя увеличение биомассы водорослей и зоопланктона, поглощают большее количество растворенного в воде кислорода.

Увеличивается и количество отмирающей биомассы. В этих условиях активно начинают размножаться анаэробные микроорганизмы. Происходит массовая гибель аэробов с последующим активным размножением анаэробов, переход экосистемы водоема на энергетические процессы брожения с выделением конечных продуктов CH_4 , CO_2 , NH_3 и H_2S , которые препятствуют возвращению экосистемы в исходный уровень в течение длительного времени.

Сильное загрязнение стоячих водоемов мочой и навозной жижей приводит к накоплению в них мочевины, которая разлагается под действием ферментов микроорганизмов с выделением аммиака.

Аммиак токсичен для биосистем, попадая в организм, создает щелочную среду и растворяет белки крови, вызывая массовую гибель животных и растений.

Список рекомендуемой литературы

1. Барабанов В.Ф. Геохимия / В.Ф. Барабанов. – Л.: Недра, 1985. – 423 с.
2. Бахтин А.И. История земной коры: учеб. пособие / А.И. Бахтин. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2008. – 20 с.
3. Войткевич Г.В. Основы геохимии / Г.В. Войткевич, В.В. Закруткин. – М.: Высшая школа, 1976. – 368 с.
4. Карташев А.Г. Адаптация животных к хроническим факторам / А.Г. Карташев. – Lap Lambert Academic Publishing, 2014. – 269 с.
5. Карташев А.Г. Влияние нефтезагрязнений на почвенных беспозвоночных животных / А.Г. Карташев, Т.В. Смолина. – Томск: В-Спектр, 2011. – 146 с.
6. Карташев А.Г. Биоиндикация экологического состояния окружающей среды / А.Г. Карташев. – Томск: Водолей, 1999. – 192 с.
7. Зелялетдинова Н.А. Влияние экологических факторов на сообщества почвенных инфузорий / Н.А. Зелялетдинова, А.Г. Карташев. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2016. – 180 с.
8. Карташев А.Г. Экологические аспекты нефтедобывающей отрасли Западной Сибири / А.Г. Карташев. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та систем упр. и радиоэлектроники, 2007. – 218 с.
9. Карташев А.Г. Биосфера и человек / А.Г. Карташев. – Томск: Изд-во ТГУ, 2003. – 352 с.
10. Карташев А.Г. Основы электромагнитной экологии / А.Г. Карташев, М.А. Большаков. – Томск: Изд-во ТГУ, 2005. – 206 с.
11. Карташев А.Г. Введение в экологию / А.Г. Карташев. – Томск: Водолей. – 384 с.
12. Панин М.С. Химическая экология / М.С. Панин. – Семипалатинск, 2001. – 852 с.
13. Перельман А.И. Геохимия / А.И. Перельман. – М.: Высшая школа, 1989. – 528 с.

14. Смирнов В.И. Курс рудных месторождений / В.И. Смирнов, А.И. Гинзбург, В.М. Григорьев [и др.]. – М.: Недра, 1986. – 360 с.

15. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 446 с.

16. Тугаринов А.И. Общая геохимия / А.И. Тугаринов. – М.: Атомиздат, 1973. – 374 с.

Оглавление

Введение	3
1. ГЕОФИЗИКА	
1.1. Методы геофизических исследований.....	4
1.2. Сейсмические методы исследования Земли	6
1.3. Магнитные поля Земли.....	8
1.4. Радиочастотные электромагнитные поля	18
1.5. Естественные и техногенные источники электромагнитных излучений.....	22
1.6. Гравитационное поле Земли	27
1.7. Строение и возраст Земли	30
1.8. Геофизические параметры Земли.....	38
1.9. Плотность и давление внутри Земли.....	41
2. ГЕОХИМИЯ	45
2.1. Химический состав Земли.....	45
2.2. Геохимическая классификация элементов	48
2.3. Геохимия земной коры	50
2.4. Дифференциация вещества земной коры	56
2.5. Недра России.....	59
2.6. Геохимия нефтедобывающей отрасли	60
2.7. Источники загрязнений нефтедобывающей отрасли.....	66
2.8. Радионуклиды	70
2.9. Геохимия урана	72
2.10. Технологически повышенный уровень естественных радионуклидов	74
2.11. Ядерный топливный цикл и ядерное оружие	78
2.12. Геохимия экзогенных процессов литосферы	81
2.13. Геохимия гидросферы	90
2.14. Геохимия атмосферы	97
2.15. Механизмы массопереноса в геохимии	99
2.16. Загрязнение биосферы.....	105
Список рекомендуемой литературы.....	119

Учебное издание
Карташев Александр Георгиевич
ГЕОФИЗИКА И ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
Учебное пособие

Подписано в печать 00.00.19. Формат 60x84/16.
Усл. печ. л. 7,21. Тираж 100 экз. Заказ 330.
Томский государственный университет
систем управления и радиоэлектроники.
634050, г. Томск, пр. Ленина, 40.
Тел. (3822) 533018.