

Е. В. Посохов

Химическая эволюция гидр☉сферы

Государственный комитет СССР
по гидрометеорологии и контролю природной среды
Гидрохимический институт (г. Ростов-на-Дону)

Е. В. Посохов

Химическая эволюция гидросферы



ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1981

В работе рассмотрены возможные изменения химического состава гидросферы от начальных до современных этапов ее существования. Доказывается, что эти изменения носили направленный необратимый характер. Рассмотрена эволюция литосферы, атмосферы и биосферы как факторов химической эволюции гидросферы. Особое внимание уделено круговороту солей в природе, а также галогенезу, поскольку состав соленосных отложений и парагенетически связанных с ними рассолов дает надежную информацию о химических типах некогда существовавших морей. Доказывается, что в истории соленакопления происходили не только изменения интенсивности солеобразования, но и направленные изменения вещественного состава соленосных отложений.

Монография предназначена для гидрохимиков, гидрологов, гидрогеологов, геологов, географов и работников смежных специальностей.

Предисловие

Настоящая монография является заключительной в серии написанных автором большого количества статей и десяти монографий по истории природных вод. Первые монографии были составлены по данным многолетних полевых исследований, проведенных автором на обширной территории Казахстана: по термальным водам [224], соляным озерам [225], химическому составу подземных пресных и солоноватых вод [226]. Следующие монографии были посвящены факторам формирования химического состава подземных вод [230, 233]. Далее были опубликованы монографические работы о происхождении наиболее распространенных химических типов природных вод: содовых [232], сульфатных [234], хлоридных [237]. В этих книгах обсуждаются вопросы генезиса химического состава атмосферных осадков, речных, озерных, иловых, морских, подземных вод, а также происхождение рассолов, гидротермальных растворов и гидрохимическая зональность.

В настоящей монографии автор взял на себя задачу осветить эволюцию земной гидросферы не во всем ее многообразии, а только эволюцию ее ионно-солевого состава. В отечественной литературе это будет первая монография, написанная на указанную тему. Характерная особенность предложенной работы состоит в том, что она, будучи по существу гидрохимической, затрагивает проблемы из области палеогидрохимии, палеогидрологии, палеогидрогеологии, палеогеологии, палеоклиматологии и других смежных наук.

Развиваемые в предлагаемой работе взгляды на химическую эволюцию гидросферы не совпадают с представлениями, установившимися в геологии, геохимии, гидрохимии и гидрогеологии. Как правило, генетические построения исходят из предпосылки о постоянстве химического состава океанических и морских вод за всю геологическую историю или по крайней мере в течение фанерозоя, т. е. ионный состав океана рассматривается как «планетная постоянная». Правда, в последние годы некоторые

исследователи приводят доказательства о начале стабилизации минерализации и химического состава вод Мирового океана где-то в середине или даже в конце палеозоя. Однако подобные высказывания находят пока мало последователей.

Указанное обстоятельство наложило определенный отпечаток на теорию формирования химического состава подземных хлоридных минерализованных вод. Согласно господствующей в гидрогеологии седиментационно-диагенетической гипотезе, основная масса хлоридных соленых вод и рассолов генетически связана с захоронением древних морских вод. Эти погребенные древние минерализованные воды и рассолы, будучи хлоридными, как и современные морские воды, однако более или менее существенно отличаются от последних по катионному составу. Но поскольку состав океанических и морских вод признается постоянным, то наблюдаемые различия в катионном состоянии объясняют процессами метаморфизации во время нахождения вод в недрах.

В гидрогеологии, особенно нефтяной, широко используются так называемые коэффициенты метаморфизации ($r_{\frac{Na}{Cl}}$, $r_{\frac{Ca}{Mg}}$ и др.), характеризующие степень отличия подземных вод и рассолов от современной океанической воды. Последняя принимается за эталон, по которому судят о степени метаморфизации той или иной воды морского происхождения. И чем больше исследуемые воды по коэффициенту метаморфизации отличаются от морской, тем, следовательно, они сильнее метаморфизованы.

Обычно характерным показателем метаморфизованности подземной воды считается присутствие в них хлоридов кальция, которые, как полагают, накапливаются в ходе метаморфизации. Например, почти чистые весьма крепкие хлоридные кальциевые рассолы Восточной Сибири иногда называются предельно метаморфизованными. Сам по себе процесс метаморфизации природных вод отождествляется с химической эволюцией, что, конечно, неверно. В отличие от эволюции метаморфизация является процессом обратимым, причем в зависимости от геохимической обстановки этот процесс совершается в различных направлениях. Для полного завершения обменно-адсорбционных процессов требуется некоторый конечный промежуток времени, длительность которого неэквивалентна продолжительности геологических периодов. Процесс метаморфизации протекает до наступления равновесия между водой и окружающей средой. Результаты же метаморфизации определяются химической активностью пород. В породах химически пассивных (кварцевые пески) вода может покоиться миллионы лет, не подвергаясь заметным изменениям.

С позиции седиментационно-диагностической гипотезы невозможно объяснить наблюдаемые различия в химическом составе более древних и менее древних рассолов, например явные различия в составе палеозойских и кайнозойских подземных рассолов. Можно, следовательно, допустить, что эти различия уна-

следованы от морских бассейнов, химический состав вод которых эволюционировал в ходе геологического времени.

Уместно напомнить, что еще не так давно многие гидрогеологи на основании своих гидродинамических расчетов категорически отрицали возможность сохранения в недрах рассолов древнее палеогенового или неогенового возраста. Тем не менее последние данные об изотопном составе водорода, кислорода и других элементов, а также чисто гидрогеологические соображения убедительно доказывают, что значительная, а возможно, преобладающая часть погребенных рассолов и соленых вод имеет одинаковый возраст с вмещающими их толщами пород. Еще Г. Н. Каменский делил подземные рассолы на сингенетические, образовавшиеся одновременно с вмещающими их породами, и эпигенетические, профильтровавшиеся в ранее сформированные водоносные толщи. Идея этого ученого подтверждается богатым фактическим материалом по подземным водам.

В гидрохимии и особенно в гидрогеологии еще нет общепринятой терминологии. Отсутствует единогласие при употреблении гидрохимических терминов. Так, одна и та же вода называется по-разному. Одной из причин такого разногласия является использование различных химических классификаций вод. Во избежание быть неправильно понятым автор считает необходимым дать разъяснения по поводу применяемой им терминологии. При химической систематизации вод в основу взяты четыре наиболее популярные классификации: В. А. Сулина, Н. И. Толстихина, М. Г. Валяшко и О. А. Алекина. Автор пользуется не одной, а всеми перечисленными классификациями. Дело в том, что выделение химических типов основано, по существу, на одном и том же принципе. Поэтому химические типы совпадают и различие в их классификациях только терминологическое (табл. 1). Однако области применения названных классификаций неодинаковы. Так, классификация Сулина особенно популярна в нефтяной гидрогеологии, классификация Валяшко применяется в геологии соляных месторождений и гидрохимии соляных озер, классификация Алекина — в гидрохимии, гидрогеологии, океанологии, Толстихина — в гидрогеологии и при систематизации минеральных вод.

В данной книге затронут широкий круг вопросов из различных отраслей знаний (гидрохимия, гидрогеология и др.). По мнению автора, применение упомянутых классификаций делает книгу более понятной для специалистов разного научного профиля. Так, в главе 9 трактуются вопросы галогенеза и чтобы геолог, занимающийся проблемой соленакпления, понял, о каких типах рассолов идет речь, автор пользуется классификацией Валяшко, т. е. той терминологией, которая принята в галлургии.

Выделение химических типов во всех классификациях основано на соотношениях между ионами. Автор настоящей книги пользуется коэффициентами, предложенными Алекиным. Кроме

Сопоставление классов и типов вод по классификациям, предложенным
разными авторами

Пальмер (1910)	М. П. Завидов (1935)	В. А. Сукин (1946)	О. А. Алексин (1946)	Н. И. Толочин (1955)	
Первый класс	Карбонатный тип	Гидрокарбонатно-натриевый тип	Тип I	Байкальский	Содовый
Третий класс	Сульфатный тип (подтип Na_2SO_4) (подтип MgCl_2)	Сульфатно-натриевый тип	Тип II	Тип из Шира	Минерализованный
Четвертый класс	Хлоридный тип	Хлоридно-магниевый тип Хлоридно-кальциевый тип	Тип IIIa Тип IIIb	Океанский—морской Уральский	С наличием хлористого магния С наличием хлористого кальция
Пятый класс	Аналогов нет	Аналогов нет	Тип IV	Урал-Бугакский	Железистый, кислый

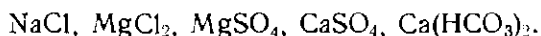
Примечание. Второй класс Пальмера является промежуточным и аналогов в других классификациях не имеет.

того, при наименовании вод учитываются и преобладающие ионы. В отношении выделения главных ионов нет единогласия, поэтому автор настоящей книги условно к категории главных относит такие ионы, содержание которых равно или более 25 % экв, при этом сумма анионов и катионов в отдельности принимается за 100 %.

В книге широко используются предложенные Сулиным еще в 30-х годах и ставшие популярными термины «хлоркальциевый тип» и «хлормagneвий тип». По классификации О. А. Алекаина (с добавлениями Е. В. Посохова) это будут типы IIIб и IIIа.

Специально подчеркнем, что к хлормagneвскому типу (IIIа) относятся воды, характеризующиеся соотношением $rCl^- > rNa^+$, но при этом $rCl^- < rNa^+ + rMg^{2+}$. К хлоркальциевому (IIIб) типу принадлежат воды с соотношением $rCl^- > rNa^+ + rMg^{2+}$. По преобладающим ионам воды названных типов, как правило, являются хлоридными натриевыми. Так, например, воды современного океана принадлежат к хлормagneвскому типу или, иначе говоря, являются хлоридными натриевыми с высоким содержанием хлоридов магния. Воды же палеозойского океана в соответствии с защищаемой автором концепцией были хлоркальциевого типа или, иначе, хлоридными натриевыми с высоким содержанием хлоридов кальция и магния.

При гидрохимической интерпретации природных вод нередко будем обращаться к солевой форме их состава, хотя в растворах находятся главным образом ионы, а не соли. Дело в том, что можно изучить поведение отдельных ионов в воде, но так и не разгадать причину образования химических типов вод, т. е. своеобразных сочетаний анионов с катионами, создающих химический облик той или иной воды. Поэтому изображение химического состава вод в виде солей следует рассматривать как очень удобную гипотезу, позволяющую лучше разобраться в химических свойствах и происхождении природных вод. Так, солевой состав современной морской воды изображается следующим образом:



В связи с новыми представлениями о химической структуре воды океана стали изображать по-другому его солевой состав. Согласно Свердрупу, для морской воды характерен следующий набор солей: $NaCl, MgCl_2, MgSO_4, CaCl_2, KCl, NaHCO_3$ [271]. Приведенное изображение является гипотетическим и менее правдоподобным, чем предыдущее. Ведь при испарении морской воды в нормальных условиях выпадают кальцит и гипс, которых совсем нет в солевом составе. Вместо них совместно присутствуют соли — антагонисты $CaCl_2$ и $NaHCO_3$. Подобное изображение солевого состава для целей гидрохимии и гидрогеологии, имеющих дело с различными природными объектами, является

крайне неудобным. Можно получить искаженное представление о свойствах и происхождении природного раствора.

Вторым компонентом в морской воде после NaCl Хорн называет MgSO_4 , но при этом подчеркивает, что, говоря о морской воде как растворе NaCl и MgSO_4 , мы поступаем так «лишь ради простоты изложения и не считаем, что такие частицы действительно существуют в растворе» [328, с. 132].

Переживаемый нами этап в истории земли называется антропогенным. Он характеризуется новыми особенностями, обусловленными деятельностью человека. Человек, используя современную технику для развития производственных сил, выступает как могучий геологический и геохимический фактор изменения земной коры и биосферы. От антропогенного фактора зависит будущее экосистемы Земли, поскольку роль его сводится к загрязнению гидросферы и атмосферы. Этот процесс с каждым годом, а может быть с каждым днем, усиливается. Промышленность вносит в природу такие вещества, которые не могут быть использованы живым населением планеты. В результате гибнут отдельные виды животных и растений, что приводит к разрушению структуры биосферы и ее цикличности.

Природные воды — наиболее чуткий индикатор антропогенных изменений природной геологической среды. Интенсивно загрязняются воды Мирового океана. В него сбрасывается огромная масса материала, не подвергающегося разложению. Гидротехническое строительство нередко вызывает неожиданную цепную реакцию нежелательных и даже опасных изменений не только в самих водных объектах, но и в прилегающих к нему обжитых территориях. Однако назвать антропогенные преобразования эволюционными никак нельзя. Эволюция — это направленное восходящее развитие, осуществляемое действием ряда естественных факторов. Благодаря эволюции условия обитания живых существ на Земле в ходе геологической истории неуклонно улучшались.

И еще одна отличительная черта. Поскольку антропогенные преобразования обусловлены деятельностью человека, они в отличие от эволюционных преобразований являются управляемыми, если своевременно составлен правильный прогноз.

Сейчас пристальное внимание исследователей направлено на изучение законов развития биосферы, так как во весь рост встала проблема разумного контроля жизни на Земле. Этот контроль может быть осуществлен на базе разработанной теории биосферы, позволяющий давать прогнозы изменений условий обитания человечества. Но гидросфера, так же как и атмосфера, почти целиком входит в состав биосферы, и поэтому знание законов развития гидросферы чрезвычайно важно для судеб человечества.

Правильное понимание совершающихся в природе гидрохимических процессов позволяет нам уверенно решать задачи прог-

нозирования гидрохимического режима тех или иных водных объектов при их длительной эксплуатации. Но в данное время возникла необходимость в другом более сложном прогнозировании — прогнозе будущей судьбы гидросферы, взятой в целом. Такого рода прогноз должен быть основан на глубоком понимании закономерностей развития гидросферы.

Автор приносит благодарность рецензенту книги В. И. Манихину за ценные советы и критические замечания. Автор также искренне благодарит Н. М. Прокофьеву за прочтение рукописи и Л. М. Потапьеву за помощь в подготовке работы к печати.

Глава 1

О понятии „эволюция“ и методе исследования

Термин «эволюция» широко применяется в различных областях знания, причем в это понятие обычно вкладывается разный смысл. Чаще всего «эволюция» употребляется как синоним слова «развитие» независимо от того, куда это развитие направлено. Особенно произвольно данный термин трактуется в геологической и гидрогеологической литературе, где всевозможные изменения в исследуемых объектах обозначаются словом «эволюция».

В философской литературе преимущественно фигурируют два понятия — «развитие» и «движение», которые нередко употребляются в одном и том же смысле. Однако они не тождественны. Понятие «движение» не совпадает с понятием «развитие» прежде всего по объему: оно шире, чем понятие «развитие». Под движением понимается изменение вообще, независимо от его характера, направления и результатов. Развитие же есть прежде всего движение в определенном направлении, преимущественно по восходящей линии. В ходе развития из неорганической материи возникает органическая с присущей ей высшей формой движения. Это основное положение марксистско-ленинской философии.

В соответствии с философскими материалистическими представлениями под эволюцией будем подразумевать прогрессивное восходящее развитие от простого к сложному. Но слово «прогрессивное» более подходит к развитию живой материи. «Эволюция органического мира,— писал И. И. Шмальгаузен,— в целом имеет прогрессивный характер, она неуклонно ведет к усложнению организации, к созданию все высших форм жизни» [332, с. 41]. Известный палеонтолог Тейяр де Шарден в качестве основного закона эволюции выдвигает «закон возрастания сложности». В книге этого исследователя можно прочитать следую-

щее оригинальное и эмоционально выраженное определение эволюции: «Что такое эволюция — теория, система, гипотеза? Нет, нечто гораздо большее, чем все это: оно основное условие, которому должны отныне подчиняться и удовлетворять все теории, гипотезы, системы, если они хотят быть разумными и истинными. Свет, озаряющий все факты, кривая, в которой должны сомкнуться все линии, — вот что такое эволюция» [294, с. 215]. С таким определением стоит согласиться, хотя оно принадлежит ученому, стоящему на идеалистических позициях.

Встает вопрос о правомерности применения термина «эволюция» к гидросфере. По В. И. Вернадскому, эволюционный процесс присущ только живому веществу. В косном веществе нашей планеты этот процесс не проявляется. Исключением являются биокосные природные тела, всегда так или иначе связанные с живым веществом. Отсюда следует, что термин «биокосный» вполне применим к воде, а также к воздуху. Область обитания живых организмов называется биосферой. Пространственно биосфера включает в себя тропосферу (нижнюю часть атмосферы до 10—15 км), кору выветривания (на 2—3 км вглубь от поверхности земли) и всю гидросферу до ее максимальной глубины. Следовательно, гидросфера — часть биосферы. Но так как гидросфера образовалась раньше биосферы, то в ее истории был безжизненный период, когда развитие гидросферы подчинялось особым абиогенным закономерностям.

В основе эволюционного процесса лежат общие закономерности развития систем, изучаемые палеонтологией, исторической геологией, палеогеографией, кибернетикой, философией, историей. Марксистский диалектический метод предполагает рассмотрение всех явлений в природе и обществе в их возникновении, развитии и взаимодействии. Это определяет исторический подход к познанию явлений, наблюдаемых в природе и обществе, историзма как одного из руководящих принципов познания мира. В последние годы разрабатываются специальные разделы частных наук о природе, посвященные выяснению климатических, тектонических, гидрогеологических, почвенных и иных условий минувших геологических эпох. К числу таких развивающихся научных дисциплин принадлежат палеоклиматология, палеотектоника, палеогидрогеология, палеопедология и ряд других с приставкой «палео». Все эти науки пока не обладают определенной методикой и общепринятыми теоретическими положениями.

Ученые много спорят и думают о движущих силах эволюции, причинах ее поступательного хода, ее необратимости. Главное возражение у биологов встречает положение о направленности эволюционного процесса. Тейяр де Шарден по этому поводу пишет: «Я сказал, что вообще эволюцию теперь признают все исследователи. Но насчет того, является ли эта эволюция направленной, дело обстоит иначе. Спросите сегодня у биолога,

допускает ли он, что жизнь куда-то идет в ходе своих превращений,— в девяти случаях из десяти он ответит и даже пылко: «Нет!» [294, с. 141]. Сам автор этой цитаты был убежденным эволюционистом, но объяснил поступательный ход развития природы с телеологических позиций. Это явствует из слов: «Следует признать, что эволюционная теория остается материалистической, пока она в процессе анализа сводит высшие живые существа к более низким, но она вынуждена допустить доминирующее влияние «психической изобретательной силы», чтобы объяснить результаты синтеза, переход от низших организмов к высшим» [294, с. 7].

Примерно так же понимал эволюцию известный русский философ-идеалист В. Соловьев — как сверхъестественный «творческий» процесс, порожденный волей «творца». Любопытно отметить, что философ-идеалист Бертран Рассел, будучи атеистом, категорически отрицал неизбежность прогресса даже в развитии человеческого общества. «Я не верю,— писал он,— что существует какая-то диалектическая необходимость в исторических изменениях; это убеждение было заимствовано Марксом у Гегеля, но без его логического базиса первенства идей. Маркс полагал, что будущая стадия развития человечества должна быть в известном смысле прогрессом; я не вижу основания для этого мнения».

Диалектический материализм, отвергая как механизм, так и телеологию, утверждает, что через сложные и нередко запутанные движения пробивает себе дорогу основная линия развития — развития поступательного от низшего к высшему. Свое обоснование эта сторона развития находит в одном из законов диалектики — законе отрицания. «Внутреннюю отрицательность» Гегель называл движущей силой развития. Анализ роли отрицания подводит к выводу о поступательном ходе развития действительности.

Диалектическое отрицание означает не просто уничтожение старого, а «снятие» его с сохранением всего положительного в нем. Следовательно, новая ступень приносит с собой значительно большие возможности для развития, чем оно имело на предыдущей ступени.

То, что выступает в качестве отрицания, в свою очередь само со временем изменяется, превращается в новое качество, отрицается. Закон отрицания, как и любой другой закон диалектики, указывает лишь самое общее направление и тенденцию развития, не претендуя на то, чтобы любой конкретный процесс можно было непосредственно подвести под него [186]. Было бы неправильно рассматривать этот закон как некую априорную схему. Диалектика — лишь метод исследования природы.

Идея направленности эволюции рассматривается марксистской философией как объективная реальность и находит свое объяснение в свете положений детерминизма. Отрицание этой

идеи приводит к выводу о неопределенности развития в природе и к непредсказуемости его явлений [327].

С момента зарождения биосферы одним из факторов направленного развития гидросферы стал растительный и животный мир, населяющий нашу планету. Но в свою очередь гидросфера, являясь средой обитания организмов, несомненно должна оказывать влияние на их развитие. В этой связи высказывались гипотезы, объясняющие вымирание некоторых видов морских живых существ колебаниями уровня, изменениями его солености, химического состава и т. д. Возникает вопрос, какой из этих факторов является ведущим? Либо организмы, активно преобразующие среду, либо, наоборот, среда, к изменениям которой вынуждены приспосабливаться организмы.

Среди биологов получили распространение две концепции, отвечающие идее направленности эволюции. Сторонники одной из них расценивают эту направленность как результат действия внутренних причин, определяющих жизнедеятельность и развитие организмов, а последователи другой стоят на том, что ход эволюции направляется главным образом внешними факторами, когда сам организм занимает пассивное положение и изменяется самостоятельно лишь в ограниченной степени [327]. К числу главнейших внешних факторов, очевидно, относится химический состав гидросферы. Более правильную позицию в этой проблеме, по-видимому, занимает И. И. Шмальгаузен, полагающий, что пути развития всегда определяются конкретными соотношениями между организмом и средой. Направленность эволюционного процесса оказывается результатом проявления единого по-своему значению действия внешних и внутренних факторов — условий среды и самого организма [333].

Как полагают, общей чертой эволюции биосферы является накопление информации в результате эволюционного процесса. Само понятие «информация» относится к категории самых сложных как в теоретическом, так и в практическом смысле понятий. Разнообразие — наиболее общий синоним «информации» [305]. Биологическая информация заключается в необычайном разнообразии организмов. Она закодирована в клеточных ядрах и через гены передается при смене поколений. В эволюционном процессе в целом прослеживается рост информации, ее накопление.

Важным философским вопросом является вопрос о соотношении информации и отражения. Одни ученые полностью отождествляют информацию и отражение. Другие исходят из того, что эти понятия сходны, но не тождественны. В процессе отражения неизбежно происходит передача информации. На уровне живой материи информация не только передается, но и активно используется. В неживой природе происходит обмен информацией, но там она не расшифровывается и не осмысливается.

Приведем некоторые положения из теории информации, которые разделяются большинством исследователей [141].

1. Все предметы и процессы Вселенной представляют собой тройственное единство веществ, энергии и организации.

2. В процессе взаимодействия предметы обмениваются между собой веществом, энергией и информацией. В информации находят отражение особенности организации взаимодействующих предметов.

3. При взаимодействии предметов и процессов специфичность обмена информацией обусловлена особенностями организации взаимодействующих объектов: более организованные объекты способны извлекать из окружения большую информацию, чем менее организованные, одновременно они сами служат источниками большей информации.

Сущность прогрессивного развития заключается не только в повышении степени сложности предыдущих ступеней развития, но и в большей организованности всего развивающегося материала. Новое, более сложное, возникнув в старом, как правило, способно существовать только вместе с ним.

Направленный характер развития прослеживается в планетарном масштабе. Наша Земля сформировалась в результате дифференциации космического вещества («планетарная эволюция»).

Я. А. Винковецкий в своей оригинальной монографии [66] рассматривает проблему геоэволюции. Процессы изменения структуры в зависимости от направленности этого изменения он подразделяет на два основных типа:

а) организационные, приводящие к усложнению структуры: хаотичные, недифференцированные совокупности элементов превращаются в сложноорганизованные, высокодифференцированные системы;

б) энтропические (структурно-энтропические), приводящие к разрушению сложных систем, превращению их в однородные, бесструктурные образования.

Под структурой понимается характер распределения и связи элементов в данной системе.

Изучение локальных геологических процессов показывает, что разрушительные энтропические процессы всегда неразрывно связаны с организационными. Однако изучение геоэволюции со всей очевидностью доказывает, что структурно-организационная направленность процессов присуща не только биосфере, но и неживой природе. В качестве индикаторов эволюции могут служить геологические формации. Я. А. Винковецкий подчеркивает определенную направленность явлений магматизма, метаморфизма, гидротермального рудообразования и т. п.

И. Н. Голышко [85] следующим образом сформулировал закономерности геохимической направленности в эволюции вулканизма. Закономерно возрастает упорядоченность и сила взаи-

мосвязей комплексов элементов. Эта закономерность проявляется вне зависимости от типов и масштабов вулканизма. Рост упорядоченности взаимосвязей химических элементов согласуется с другими рядами прогрессивного усложнения структур, выражающими структурно-организационную направленность эволюции.

Д. В. Рундквист отмечает общую направленность процессов рудообразования во времени [259]. Эволюция генетических типов месторождений, максимальное накопление различных металлов в разные эпохи в истории геологического развития являются неизбежным следствием и составной частью общей необратимой эволюции, происходящей в земной коре, гидросфере и атмосфере.

Каждой науке присущи свои методы исследования. В теоретических работах по геологии, так же как и по биологии, нередко сталкиваются униформистские и эволюционистские представления. В основе принципа униформизма лежит неверное понимание метода актуализма о якобы полной тождественности геологических процессов современной эпохи и прошлых эпох. В действительности дело обстоит совсем по-другому. Сравнивая современные условия и условия отдельных геологических эпох, мы должны учитывать их отличительные особенности. Так, например, законы выветривания или осадконакопления в докембрии были во многом иными, чем в последующие геологические времена, поскольку иным был состав атмосферы и гидросферы и биосфера обладала значительно меньшей активностью. «Если раньше образование земной коры, атмосферы и гидросферы,— пишет В. Е. Ханн,— рассматривалось как явления, имевшие место на заре геологической истории, и состав этих оболочек Земли — как практически неизменный с этого времени, то современная геология считает атмосферу и гидросферу формирующимися на протяжении всей геологической истории, а их состав непрерывно изменяющимся» [321, с 161].

Проблема закономерностей развития включает два важных для геологии вопроса — вопрос о темпах и вопрос о внутренних и внешних факторах эволюции.

Поскольку по отношению к неживой материи выражение «прогрессивное развитие» может вызвать недоумение, в соответствии с только что сказанным под эволюцией гидросферы будем понимать увеличение внутреннего разнообразия системы (рост информации), или повышение степени ее дифференцированности. Справедливость такого определения нами будет показана всем ходом химической эволюции гидросферы. На самом раннем этапе своего бытия гидросфера характеризовалась однообразием и была, по-видимому, представлена одним единственным химическим типом. На определенной стадии геологического развития произошло разделение его на два типа — морской и континентальный, первоначально слабо, а затем все сильнее различаю-

щихся по химическому составу. В результате дальнейшей геологически длительной дифференциации ионного состава гидросферы сформировалось то широкое разнообразие химических типов природных вод, которое наблюдается в современный период.

В ходе эволюции биосферы происходит «захоронение» информации, свидетельством чего служат мощные толщи органогенных пород. Аналогично этому ископаемые залежи солей дают надежную информацию о палеогеографических условиях и масштабах накопления солей в минувшие геологические периоды, а следовательно, и о гидрохимических особенностях морских бассейнов, в которых кристаллизовались соли. Уместно напомнить, что горные породы, намагнитившись при своем образовании земным магнитным полем прошлых эпох, сохраняют древнюю намагниченность до наших дней. По мнению пишущего эти строки, заключенные в закрытых в гидрогеологическом отношении структурах, погребенные древние рассолы хлоркальциевого типа могут дать дополнительную ценную информацию о составе вод древних морей.

Вероятность обнаружения в недрах Земли рассолов, являющихся малоизмененными «реликтами» древних морей, невелика. Их можно встретить только в гидрогеологически закрытых структурах, изолированных от воздействия внешних факторов в течение геологических периодов. Для примера назовем кембрийские межсолевые и подсолевые рассолы Ангаро-Ленского бассейна.

Строго говоря, любые погребенные рассолы не могут быть идентичны водам морей, подвергшихся захоронению. Во-первых, эти рассолы являются результатом концентрирования древних морских вод под влиянием испарения, а при этом выпадают некоторые соли и соответственно изменяется соотношение между главными ионами. Во-вторых, покоясь длительно в недрах, рассолы под воздействием вмещающих их пород, бактериальной деятельности и других факторов, в той или иной мере метаморфизуются. Степень метаморфизации в зависимости от активности среды изменяется в широких пределах. При этом могут произойти существенные изменения в микрокомпонентном составе рассолов. И тем не менее при всех этих преобразованиях чаще всего сохраняется первоначальный химический тип рассолов, характерной особенностью которого является соотношение $Cl^- > Na^+ + Mg^{2+}$, т. е. присутствие в растворе $CaCl_2$. Все попытки объяснить происхождение этого компонента реакциями взаимодействия захороненных рассолов с породами остаются проблематичными.

Мы рассматриваем регионально развитые в подземных горизонтах рассолы хлоркальциевого типа унаследованными от древних морей и поэтому дающими информацию о составе древней гидросферы. Конечно, в специфических условиях хлоркальцие-

вый тип может формироваться в результате реакции катионного обмена, что доказано экспериментальным путем. Но возникший таким способом хлоркальциевый тип, как говорят об этом экспериментальные данные, будет слабо выражен, и вообще по своему химическому облику подобный рассол существенно отличается от погребенных древних рассолов.

По нашему глубокому убеждению, и «нереликтовые» рассолы способны дать информацию о составе древних морей. Чтобы обосновать это положение, обратимся к диалектическому методу исследования неорганической породы.

Необратимость изменений в природе тесно связана с наличием у материи свойства отражения, выражающегося в способности материальных объектов определенным образом реагировать на внешние воздействия, «запечатлевая» состояние окружающей среды. Это свойство отражения характеризует своеобразную «память» систем относительно предшествующих им взаимодействий [186].

Теперь представим, что в эпиконтинентальном древнем морском бассейне вследствие концентрирования в результате испарения и прогибания морского дна происходило накопление эвапоритов, которые вместе с другими морскими осадками постепенно погружались, увлекая с собой маточные рассолы. Если в качестве модели рассмотреть современное самосадочное озеро, то в нем обнаружатся внутрисолевые и подсолевые рассолы. В результате погребения подобных рассолов в недрах формируются рассолоносные горизонты. Рассолы находятся в состоянии физико-химического равновесия с вмещающими их породами (рассол \rightleftharpoons порода). Породы в какой-то мере будут отражать состав рассолов, и в данной ситуации «память» о контакте с рассолами будет зафиксирована в составе поглощенного катионного комплекса рассоловмещающей породы. В последнем будут доминировать ионы кальция, поскольку древние рассолы богаты этим катионом.

Обладая большей плотностью и вязкостью, чем нерассольные воды, подземные рассолы занимают весьма устойчивое положение в осадочной толще. Под воздействием тектонических движений и других причин изменяются гидрогеологические условия, древние рассолы вытесняются более молодыми рассолами иного состава. Уместно напомнить, что почти все подземные рассолы принадлежат к хлоридному классу, различия заключаются в основном в соотношениях между главными катионами. Вполне естественно, что более молодые рассолы унаследуют от вмещающих пород «память» об особенностях химического состава своих предшественников. Наступит новое равновесие «рассол \rightleftharpoons порода», в результате которого вторичные рассолы обогатятся катионами, характерными для первичных более древних рассолов, т. е. ионами кальция. В этом заключается сущность передачи информации о химическом составе древних морских бассейнов.

Региональное распространение в земной коре рассолов хлор-кальциевого типа напоминает о существовавших некогда хлор-кальциевых морях. Вследствие неоднократного водообмена память о былом составе гидросферы постепенно утрачивается.

Процесс замещения подземных вод морского генезиса совершается с геологической медленностью. По расчетам Б. И. Куделина [166], в Днепровско-Донецком артезианском бассейне условия для общего (сквозного) движения подземных вод сеноман-альбского водоносного горизонта создались не ранее конца миоцена — начала плиоцена. Первоначально указанный горизонт был заполнен морскими водами нормальной солености. В нижних горизонтах Днепровско-Донецкого бассейна до сих пор покоятся древние рассолы. Высокоминерализованные рассолы Лео-Енисейского бассейна образовались в конце нижнего кембрия [8].

Как в предыдущих работах, при генетических построениях будем обращаться к методу аналогии и сопоставления. В литературе встречаются отрицательные оценки метода аналогии, который считают устаревшим, субъективным, не дающим надежной основы для раскрытия законов геологических явлений и, следовательно, не решающим проблему научного прогнозирования в различных отраслях прикладной геологии и гидрогеологии. Безусловно, качественное изучение природных процессов уже не может удовлетворить ни в теоретическом, ни в практическом отношении. Поэтому ставится задача о построении количественных моделей тех или иных естественных процессов.

Но в чем заключаются принципы моделирования? Моделирование — это воспроизводство свойств исследуемого объекта на его аналоге, сконструированном по определенным правилам. Моделирование может быть и математическим. Для построения модели требуется определенная аналогия между природным объектом и моделью. Результаты исследований при помощи модели любого типа будут иметь научный интерес только в том случае, если модель адекватно или достаточно верно отображает реальное положение вещей. Поэтому все рассуждения, построенные на основе моделирования, в конечном итоге должны быть отнесены к доказательствам по аналогии.

Таким образом, моделирование нельзя рассматривать как отрицание или противоположность практикуемого в геологических науках метода аналогии или сравнения. Моделирование — это дальнейшее развитие, более высокая ступень метода аналогии, позволяющая от качественных характеристик изучаемых природных объектов переходить к их количественной оценке. Но здесь надо иметь в виду, что реальные процессы всегда сложны, запутанны, в них есть масса деталей, которые не могут быть воспроизведены на моделях. А это как раз предопределяет ограниченные возможности любого метода моделирования природных процессов. Старый метод аналогии и сопоставления хотя менее

точен, но более универсален. Он имеет длинную историю, и можно привести немало примеров, когда при помощи именно этого метода были открыты новые месторождения полезных ископаемых и подземных вод.

Безусловно, аналогия ограничивает круг представлений, за что ее прозвали хромой богиней. Но обойтись без нее трудно: объяснить новые факты, новые теории удобнее всего, сравнив их с уже известными.

А. И. Усов на материалах из истории физико-математических наук проследил значение метода аналогии в научных исследованиях. Он пришел к заключению, что «разные формы выводов по аналогии могут играть и играли совершенно различную роль в развитии науки. Одни из них служили главным образом источником заблуждения, другие — источником плодотворных идей; одни имели одни условия своей правомерности, другие — совершенно иные» [304, с. 4].

Пользуется широкой популярностью афоризм, что всякая наука лишь в той степени наука, в какой она математика. Однако математическое мышление более плодотворно оперирует с однородным простым и неизменным по своей природе материалом. Выдающийся физик Макс Планк писал: «Законы логики и математики, без сомнения, должны считаться достоверными. Но самая совершенная логика и точнейший математический расчет не могут привести к какому-либо плодотворному выводу, если отсутствуют надежные, правильные предпосылки. Из ничего ничего не получается» [218].

В последние годы в связи с проникновением в гидрогеологию идей кибернетики генетические проблемы разрабатываются в новом аспекте с применением количественных методов исследования. Появились сборники и даже монографии, в которых в той или иной форме решаются сложные вопросы происхождения состава подземных вод. Несмотря на исключительный интерес и несомненное значение подобных исследований, многие из них написаны без учета значительного количества фактов, известные региональной гидрогеологии, и отличаются большой формализацией. Будущее науки покажет, в какой степени такая формализация оправдана. С точки зрения автора этой работы, пальма первенства в теоретических исследованиях по истории природных вод должна принадлежать геологическим и гидрогеологическим фактам.

Законы геологических наук нельзя считать равнозначными законам точных наук, в частности математики. Использование геологией аппарата математики не гарантирует решения всех геологических задач, и поэтому внедрение в геологию математических методов не может обеспечить методы собственно геологические.

По мнению С. Н. Бубнова [42], есть не только математическая, но и логическая точность. Это положение имеет много

сторонников, в том числе Л. И. Боровикова [36]. Чем дальше в глубь геологической истории мы мысленно углубляемся, тем меньше у нас непосредственно эмпирического материала и тем более теоретический характер носят наши рассуждения. В. В. Груза в книге, специально посвященной методическим проблемам геологии, пишет: «Непосредственному изучению доступно лишь настоящее, а знания о прошлом создаются логическим путем и не могут быть выведены из чего-либо, не имеющего в конечном счете опытного происхождения: к неизвестному можно восходить только от известного» [87, с. 145].

Автор настоящей книги при решении некоторых генетических вопросов будет прибегать к логическим построениям. Выдающийся геолог Геттон писал: «Создавать мнения есть прерогатива человека. Эти мнения очень часто, я могу даже сказать обычно, ошибочны, но исправляются, и таким образом в общем мы приближаемся к истине» [77]. Автор выражает надежду, что если им допущены какие-либо ошибочные высказывания, то они будут вскрыты и опровергнуты и этим самым будет дано более правильное направление научной мысли в решении поставленной сложной проблемы.

Глава 2

Обзор существующих представлений о химической эволюции гидросферы

Существует ряд гипотез о зарождении и формировании гидросферы нашей планеты. Рассмотрим наиболее распространенные из них.

Главное внимание исследователей сосредоточено на решении проблемы происхождения воды на Земле, при этом высказываются разные мнения об источниках накопления солей в Мировом океане, о минерализации и химическом типе вод первобытного океана и постоянстве состава океанических вод в ходе геологического времени. Различны также и теоретические построения в отношении эволюции атмосферы, биосферы и литосферы, в результате взаимодействия с которыми шло формирование химического состава гидросферы.

Монографии, специально посвященные эволюции гидросферы, нам неизвестны. Тем не менее во многих геохимических и гидрохимических работах обсуждаются вопросы о составе первобытного океана, постоянстве его солёности. При этом господствует концепция, что на самом раннем этапе эволюционного развития

поверхность Земли была сплошь покрыта водой, т. е. не существовало ни океана, ни суши.

Свой краткий обзор начнем с рассмотрения теоретических концепций выдающегося ученого В. И. Вернадского, сыгравших особую роль в развитии не только геологического мышления, но и всех естественных наук. В капитальной работе о природных водах Вернадский [56] проводит мысль об общности и единстве вод Земли. Он указывает на тесную связь природных вод с историей земной коры, описывает сложные процессы, которые имеют место в разных геосферах, говорит о круговороте вод на Земле. По его мнению, состав природных вод, являющийся функцией глубины их залегания, закономерным образом меняется в вертикальном разрезе планеты. В. И. Вернадским высказана мысль, что природные воды чутко отзываются на ход геологических процессов. Темпы же последних, по-видимому, менялись ритмично, выражаясь наиболее ярко в горообразовательных процессах. Большое значение для природных вод имеет диссимметрия строения земной коры и расположения океанов и континентов.

По мнению Вернадского, состав вод океана не должен в общем меняться в течение сотен миллионов лет: «С самых древних геологических отложений, с архейской эры, не только в общем состав и формы нахождения воды должны быть аналогичны современному, но и ее количество должно было быть тем же или близким». Это положение Вернадский доказывает неизменностью ассоциаций минералов в геологическом времени, к этому же выводу приводит его и изучение жизни в разные эпохи.

По поводу изложенных взглядов Н. Н. Славянов пишет: «Положение В. И. Вернадского о неизменности состава природных вод Земли нужно понимать в общем среднем смысле. Периодические колебания в течение геологического времени несомненно были» [269, с. 23]. При неизменности общего количества воды меняются ее распределение на Земле и распределение по фазам. Это в свою очередь должно вызвать колебания состава воды. Однако Вернадский отрицает возможность сколько-нибудь значительных колебаний состава океанической воды, иначе они повлияли бы на образование минералов и органическую жизнь. Что же касается материковых вод, то там, наоборот, должны быть существенные изменения. На Земле могли существовать такие типы вод, которых сейчас нет. Поэтому, согласно Вернадскому, среди глубоких погребенных вод, переживших сложную историю, имеются вымершие типы, аналогичные остаткам вымерших организмов, находящимся в этих пластах.

Целью не обратить внимания на некоторую противоречивость во взглядах В. И. Вернадского. С одной стороны, он признает изменяемость материковых вод, а с другой, считает состав океанических вод постоянным. С позиции единства и взаимосвязи всех природных вод Земли такого различия, казалось

бы, не должно быть. Точно так же идея о нахождении в недрах вымерших химических типов вод говорит в пользу эволюции вод гидросферы.

Н. Бронский с соавторами [40], характеризуя Вернадского как основоположника ряда наук, отмечают революционизирующее влияние его исторического метода на развитие различных областей знания. В то же время они указывают на ошибочность его концепций о неизменности среды биосферы, постоянстве массы и химического состава живого вещества на протяжении всей геологической истории и на противоречие этих концепций его же правильным выводам о непрерывной эволюции лика Земли и химическом перерождении планеты вследствие процессов радиоактивного распада.

Особую роль в геологических явлениях Вернадский отводил воде. «Картина видимой природы,— писал он,— определяется водой». Он неоднократно подчеркивал тесную связь между природными водами и живыми организмами. Он считал, что за один год организмы способны пропускать через свое тело до десятых долей процента всей воды Мирового океана или до сотых долей процента всей воды земной коры. Под влиянием организмов состав природных вод претерпевает большие изменения. Он указывал также на усиление биогенной миграции атомов в биосфере, на увеличение в связи с этим действенной энергии живого вещества в течение всей геологической истории и, наконец, на огромную роль воды в жизненных процессах, приводя выражение французского ученого Дюбуа: «Жизнь есть одушевленная вода» [1932, с. 54]. Многочисленные организмы Земли на 99,7 % и больше (по массе) состоят из воды.

Противоречия во взглядах ученого отражают имевшееся значительное отставание геологических наук от физических: первые продолжали еще оставаться на уровне эмпиризма, в то время как вторые глубоко проникли во внутренние закономерности природы [40].

В области геологических наук нередко прибегают к методу доказательства при помощи авторитетов, причем догадки и предположения крупных ученых выдаются за неопровержимые доказательства. Так, например, поступают с концепцией Вернадского о постоянстве минерализации и химического состава океанических вод, хотя решение этой проблемы до сих пор остается альтернативным.

Попытка обосновать идеи Вернадского о постоянстве состава океанических вод, атмосферы, биомассы недавно была сделана В. И. Виноградовым [61] по изотопному составу серы. Он выдвинул постулат: изотопный состав серы сульфатов океанических вод является планетной постоянной; вся сложная динамическая взаимосвязанная система (количество органического вещества, биомассы планет, состав атмосферы и, в частности, содержание кислорода, состав вод океана) находит свое отраже-

ние в изотопном составе серы сульфатов океанических вод. Узнать об изотопном составе серы древних морей можно, изучая состав серы соленосных отложений — эвапоритов. Они широко представлены в разрезах осадочных пород фанерозоя (гипсы, ангидриты).

Измеряя изотопный состав серы разновозрастных эвапоритов, можно определить изотопный состав сульфатной серы в океанах соответствующего времени. Однако некоторые процессы (восстановление сульфатов и др.) сопровождаются изотопным эффектом, вызывающим утяжеление изотопного состава серы относительно первоначального. Поэтому рекомендуется производить многочисленные измерения для разновозрастных эвапоритов и ориентироваться на полученные нижние значения, которые, по мнению В. И. Виноградова, ближе соответствуют начальному изотопному составу серы.

Основываясь на имеющихся данных, В. И. Виноградов пришел к кардинальному выводу о постоянстве изотопного состава сульфатной серы океана, а также его солевого состава, состава атмосферы и биомассы планеты в течение всего фанерозоя. Но он обращает внимание на два исключения: необычайно малые значения $\delta^{34}\text{S}$ для пермских сульфатов (от +6 до +15‰) и слишком тяжелый состав серы кембрийских эвапоритов $\delta^{34}\text{S}$ (от +26 до +50‰). Нижнее значение (+6‰) в точности соответствует среднему изотопному составу серы материкового стока.

Причину облегчения изотопного состава серы В. И. Виноградов усматривает в увеличении роли материкового стока в солевом питании пермских солеродных бассейнов, а обогащение сульфатов серы тяжелыми изотопами связывает с региональным развитием процессов восстановления в кембрийский период. Изложенное объяснение является весьма проблематичным. Однако упомянутый автор в своих выводах идет дальше. Он указывает на тяжелый изотопный состав (от +20 до +50‰) серы сульфата древнекембрийского лазурита и заявляет, что состав серы эвапоритов 2 млрд. лет назад не отличался от современного. В то же время В. И. Виноградов подчеркивает, что первые сульфаты, появившиеся в Мировом океане, имели метеоритный состав, так как они возникли путем окисления сульфидов. Утяжеление сульфатов наступило после установления биогенного круговорота серы, причем равновесие в этом круговороте оформилось в интервале 3,5—2,0 млрд. лет. С тех пор, по утверждению В. И. Виноградова, изотопный состав серы не изменялся. «Это значит, — пишет он, — что в течение 3 млрд. лет состав океанической воды, концентрация кислорода в земной атмосфере и объем биомассы остаются на уровнях, близких к современному» [61, с. 57].

Идея о постоянстве изотопного состава серы сульфатов Мирового океана в течение примерно 2 млрд. лет весьма интересна, заслуживает внимания и тщательной проверки. Изотопный

состав серы, несомненно, может обеспечить исследователя ценной дополнительной информацией о генезисе сульфатов того или иного природного объекта. И тем не менее при решении проблемы о постоянстве изотопного состава серы природных сульфатов даже в течение фанерозоя возникают серьезные затруднения ввиду резкой изменчивости величины $\delta^{34}\text{S}$ под воздействием процессов, имеющих локальное значение. Поэтому нередко гипсы одного и того же возраста характеризуются широким разнообразием изотопного состава серы.

Из сказанного вытекает, что первичные сульфаты океанических вод обладали изотопным составом, близким к метеоритному, который характеризуется значениями, близкими к нулю. Для современного океана $\delta^{34}\text{S} = +20\text{‰}$. По заключению В. И. Виноградова, процесс утяжеления серы закончился еще в археозое, а затем наступила стабилизация. Автор этих строк не разделяет подобных взглядов. Если обратиться к истории сульфатонакопления, то можно прийти к другому выводу. Сульфаты в гидросфере появились на определенной стадии развития атмосферы, их количество первоначально росло в связи с усилением окислительных процессов, но равновесие между образованием и разрушением сульфатных ионов в океане никогда не наступало.

Интенсивное накопление сульфатов в океане началось, по существу, в девоне, когда впервые на земле образовалась речная сеть как следствие развития наземной растительности. Здесь уместно отметить ошибочность исходного положения, выдвинутого В. И. Виноградовым, что атмосферные осадки вносят в океан больше сульфатов, чем материковый сток. В действительности главными поставщиками сульфатов в морские бассейны являются реки. Результаты изучения галогенеза доказывают, что в течение фанерозоя количество сульфатов в океане возрастало (см. главу 9). Но если вывод В. И. Виноградова о постоянстве изотопного состава серы является правильным, то из этого вовсе не следует, что и химический состав океана даже в фанерозое был неизменным. Солевая масса океана в основном состоит из хлоридов. В его ионном составе на долю хлоридов приходится 90 % эквивалентов. Стало быть, чтобы судить о постоянстве состава Мирового океана необходимо изучить поведение хлоридов за всю геологическую историю. Решать такую сложную глобальную проблему, как химическая эволюция океана только на базе данных об изотопном составе серы сульфатов океанических вод методически неверно. Данные об изотопном составе серы SO_4^{2-} могут быть использованы как один из уточняющих и доминирующих факторов, но не как доминирующий признак.

А. П. Виноградов [59], развивая свои взгляды на химическую эволюцию Земли, исходит из гипотезы признания химического состава мантии Земли аналогичным составу вещества метеори-

тов. Единственным же источником воды на поверхности Земли могли быть породы мантии. Если считать, что они, подобно каменным метеоритам, содержат 0,4—0,5 % воды, то общий запас воды в мантии составляет $2 \cdot 10^{26}$ г; следовательно, и количество воды на поверхности Земли относительно содержания воды в мантии в настоящее время составляет менее 1 % (в гидросфере и атмосфере $1,5 \cdot 10^{21}$ г воды). По заключению А. П. Виноградова, дегазация мантии является причиной образования атмосферы и океана. Процесс дегазации шел по сложному закону, сопряженному с общим тектоническим ритмом Земли, и, возможно, неравномерно. «Вот почему,— пишет А. П. Виноградов,— можно говорить об эволюции состава атмосферы и океана в течение геологического времени» [59, с. 23].

Количество воды и других легколетучих веществ, вынесенных вулканами и поствулканической деятельностью, недостаточно для создания на поверхности Земли современного океана. В конечном счете А. П. Виноградов приходит к выводу: «Химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиоактивного выплавления и дегазации вещества мантии как следствие самопроизвольного распада самых непрочных радиоактивных атомов, а интенсивность этого процесса определяется размерами планеты» [59, с. 43].

Согласно концепции о химической эволюции океана, изложенной А. П. Виноградовым [62], на самом раннем этапе основным источником образования гидросферы и растворенных в ней веществ являлись магматические процессы. Главные анионы (Cl^- , SO_4^{2-} , Br^- , F^-) солевой массы воды океана не могли быть продуктом выветривания горных пород из-за малого содержания их в этих породах. Они выносились на поверхность Земли в результате непрерывной вулканической и интрузивной деятельности. Источником же главных катионов воды океана были разрушающиеся твердые горные породы. Естественным источником воды на поверхности Земли могли быть породы мантии. Итак, дегазация мантии — основная причина образования состава атмосферы и океана.

Из изложенного следует, что первобытный океан был образован водами ювенильного происхождения. Анионный состав его имел эндогенный генезис, тогда как катионы поступали в океан при выветривании магматических пород, поскольку осадочного чехла тогда еще не существовало. В дальнейшей геологической истории, в процессе участия в общем круговороте, воды океана претерпели количественные и качественные изменения. Поскольку процесс дегазации мантии с различной интенсивностью происходил в последующие периоды истории Земли, ювенильный фактор, вероятно, продолжает играть какую-то роль в водно-солевом балансе океана и в настоящее время.

В отечественной и зарубежной литературе высказываются различные взгляды на химическую историю океана и постоян-

ство его состава. Прочитируем еще раз Вернадского: «Огромный материал точного эмпирического наблюдения заставляет думать, что средний состав океанической воды является характерной постоянной планеты, константой, вероятно являющейся устойчивой в течение геологического времени; около нее в ту и другую сторону наблюдаются колебания, по-видимому, никогда не достигающие большой величины. Состав тропосферы, величина рН океанической воды, средний состав земной коры являются примерами таких постоянных планеты. Проверка этого положения для гидросферы и биосферы является сейчас одной из очередных задач» [57, с. 411].

Приведем диаметрально противоположное высказывание. Согласно Л. В. Пустовалову, «самая элементарная логика подсказывает, что состав морских солей и концентрация их меняются во времени в сторону всевозрастающего содержания по крайней мере тех солей, которыми Мировой океан в настоящее время не насыщен» [243, с. 98].

Любопытно отметить, что большинство авторов считают соленость океана установившейся с самых ранних этапов его формирования. Прогрессивного засоления не происходило, так как роль опреснителей играли огромные эпиконтинентальные моря, которые потом отчленились от океана.

Каким же химическим составом обладали воды первобытного океана и в каком направлении они эволюционировали? Догадки по этому поводу высказывались давно, причем предполагалось, что и состав первичной атмосферы в достаточной мере отличался от теперешнего и это обстоятельство отражалось на химическом составе вод океана. Так, в 1878 г. Хант писал, что воды первичного океана были гораздо богаче соединениями кальция и магния и атмосфера содержала много хлористо-водородной кислоты, в результате чего океан был обогащен хлоридами металлов [287]. Делл полагал, что воды докембрийского океана были почти лишены извести. Это предположение он строил на основании отсутствия известковистых скелетов в соответствующих отложениях.

Из более современных приведем интересные высказывания американского гидрогеолога Лейна [347] о том, что в прошлом океанические воды содержали хлористого натрия меньше, чем теперь, и что существует постоянная тенденция к повышению отношения $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ в океане в течение геологического времени. По расчетам Лейна, в нижнепалеозойских водах отношение $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ было близко к 0,30, для вод верхнего палеозоя наиболее характерно значение 0,45, для послепалеозойских вод это отношение близко к 0,50, для современного океана оно равно 0,55.

Приведенные значения отношения $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ в водах океана предыдущих геологических периодов выведены Лейном на основании результатов анализа подземных древних вод, вторые он

считает морскими погребенными. Л. С. Балашов [13], посвятивший выводам Лейна критическую статью, отмечает, что погребенные воды могут на самом деле характеризовать палеогидрохимию морских бассейнов, а не вод открытого океана. Но поскольку главным источником питания этих бассейнов были океанические воды, указанные коэффициенты Лейна, если они правдоподобны, с известными оговорками могут быть применимы и к открытому океану. То, что в катионном составе вод древнего океана соотношения были сдвинуты в пользу кальция и магния, подтверждают и более поздние исследования.

По мнению Лейна, первичный океан был относительно пресным и химическая эволюция его была направлена в сторону увеличения общей солености.

Л. К. Блинов [31], сопоставляя химический состав солей в твердой фазе пещштейнового моря — обширного водоема, отшнуровавшегося от океана и полностью усохшего в конце палеозоя, — с ионным составом современного океана (табл. 2), пришел к заключению, что Na^+ и Cl^- были преобладающими компонентами палеозойского моря. Хорошо сохранившиеся соли пещштейнового моря покрыты сверху защищающим их слоем глин.

Некоторые авторы кладут данные, приведенные в табл. 2,

Таблица 2

Соотношения между массовыми количествами ионов солей пещштейнового моря и ионами современного океана

Соотношение ионов	Пещштейновое море	Современный океан
$\text{Na}^+ : \text{K}^+$	34,5	27,7
$\text{Na}^+ : \text{Ca}^{2+}$	27,9	25,6
$\text{Na}^+ : \text{Mg}^{2+}$	24,0	8,2
$\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{2-}$	10,1	7,2

в основу своих представлений о составе древних морей. С нашей точки зрения, таблица, составленная Блиновым, не может дать ответа на поставленный вопрос, поскольку в ней сравнивается состав солей твердой фазы пещштейнового моря с составом солей в жидкой фазе современного океана. Для правильного суждения об изменении морских вод в геологическом разрезе времени надо принимать во внимание состав всей соляной массы, т. е. твердых солей и морских погребенных рассолов, из которых отжилились соли.

В статье А. Б. Ронова [251] говорится о тенденции эволюции состава вод океана. На основании анализа естественно-исторических факторов эволюции Ронов и другие исследователи, на

которых он ссылается, пришли к выводу о резко различном катионном составе вод азойского и современного океанов (табл. 3).

Таблица 3

Относительное содержание катионов в водах азойского и современного океанов, %

Характеристика	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма
Вероятное соотношение катионов в воде азойского океана (пересчет данных Конвея)	13	23	47	17	100
Вероятное соотношение в воде азойского океана (данные Ронова)	24	29	30	17	100
Соотношение катионов в воде современного океана (пересчет данных Гольдберга, 1963)	10,7	3,2	83,1	3,0	100

Примечание. Сумма катионов принята за 100 %.

Таким образом, древний океан по своему катионному составу был кальциево-натриевый или магниевый-кальциево-натриевый.

К нижнему протерозою запасы кальция и магния в океанической воде становятся весьма значительными. По ориентировочным подсчетам Ронова, в то время относительное содержание кальция было приблизительно в 8—9 раз, а магния в 2,5 раза больше, чем в современном океане. К аналогичному выводу о преобладании кальция и магния в первичном океане пришел П. Д. Крынин [251]. Значительно большим было также относительное содержание калия. Количество же натрия в водах раннепротерозойских морей и океанов хотя и несколько увеличилось по сравнению с архейским, но все же оставалось небольшим — приблизительно вдвое меньше, чем в современной морской воде.

Как полагает Ронов, в раннем протерозое наметилась тенденция к инверсии катионного состава вод океана, которая в конце концов привела к современным соотношениям в результате постепенного обогащения вод натрием и их освобождения от избытка кальция, магния и калия. Этот процесс носил динамический характер и для кальция и магния растянулся на 2 млрд. лет. Максимальное относительное содержание натрия в водах океана было достигнуто, по предположению Ронова, лишь в конце палеозоя или в мезозое после того, как основная масса катионов кальция и магния была израсходована на образование доломитов, известняков и сульфатов кальция. Этот направленный во времени процесс осложнялся периодическими колебаниями, связанными с эпохами интенсивного галогенеза.

По-видимому, палеозойские моря еще сохраняли свой первоначальный гидрохимический тип, хотя он был менее ярко вы-

ражен, чем в первобытном океане. Однако в засоляющихся морских лагунах в результате выпадения из них химических осадков формировались рассолы с высоким содержанием хлоридов кальция.

В одной из статей Ронов [252] касается эволюции состава пород осадочной оболочки Земли. В позднем протерозое и палеозое господствующее положение среди карбонатов приобретают доломиты, а в мезокайнозое — известняки. Сульфаты кальция появились, по-видимому, лишь в среднем протерозое, а соли — на рубеже протерозоя и палеозоя. Наиболее интенсивное накопление эвапоритов приходится на палеозой. Содержание натрия уменьшается в осадочных породах от архея до мезозоя. Как пишет Ронов, терригенный материал постепенно очищался от подвижного натрия, уносившегося речным стоком с континента и накапливавшегося в океане.

Проблеме эволюции океана несколько статей посвятил М. Г. Валяшко [48]. Как он полагает, океан является продуктом выплавления и дегазации мантии Земли, он образовался из первичного ювенильного раствора путем его приспособления к условиям поверхности Земли. Общая концентрация растворимых компонентов в океанической воде, судя по содержанию ионов хлора и брома, на протяжении всей истории Земли изменилась очень мало. В составе летучих элементов первичного ювенильного раствора резко преобладали углерод (80 г/кг) и хлор (14 г/кг), присутствовали фтор, бром, иод, бор, азот.

По мнению Валяшко, кислая фаза в жизни океана была кратковременной, неустойчивой. Она сменилась фазой «карбонатно-содового» типа. Анионный состав океана в это время был следующим: Cl^- , (Br^-) , HCO_3^- , SiO_3^{2-} , S^{2-} ; катионный — $\text{Na}^+(\text{NH}_4^+)$, Mg^{2+} , $(\text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$. При этом число эквивалентов HCO_3^- было больше суммы эквивалентов кальция, магния и железа. Однако содержание в растворе NaHCO_3 не должно было быть большим. По классификации О. А. Алекина, состав океана, очевидно, был хлоридный натриевый первого типа ($\text{HCO}_3^- > \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$), или гидрокарбонатно-натриевого типа по В. А. Сулину.

Дальнейшую историю океана Валяшко рисует так. С появлением кислорода сначала в океане, а затем и в атмосфере NH_4^+ перешел в N_2 , S^{2-} в SO_4^{2-} , Fe^{2+} в Fe^{3+} с потерей своей подвижности. Вместе с этим за счет уменьшения подвижности ионов SiO_3^{2-} повысилась подвижность ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , усилился их снос с континента в океан. Содержание NaHCO_3 начало постепенно уменьшаться при одновременном накоплении в воде океана ионов SO_4^{2-} . Состав воды океана перешел в сульфатный

тип, но щелочность длительное время определялась высоким содержанием $Mg(HCO_3)_2$. С момента перехода в сульфатный тип появилась возможность накопления в растворе сульфатов и хлоридов магния, и воды океана постепенно приобрели современный состав.

Как утверждает Валяшко, уже в кембрии состав океанической воды был таким же, как и теперь. Стабилизация современного состава произошла примерно $1500 \cdot 10^6$ — $500 \cdot 10^6$ лет назад. С того времени на Земле не было таких сил и факторов, которые были бы способны сколько-нибудь заметно изменить состав вод океана.

Итак, химическую эволюцию океана Валяшко изображает в соответствии со схемой нормального, «прямого» хода метаморфизации природных вод, предложенной им вначале для соляных озер:

карбонатный тип → сульфатный тип → хлоридный тип.

В нашей интерпретации эта схема выглядит так:

тип I → тип IIa → тип IIb → тип IIIa → тип IIIb.

Но развитие океана, как считает Валяшко, полностью прекратилось на втором этапе, хотя континентальный сток, явившийся причиной перехода карбонатного типа в сульфатный, продолжает действовать и сейчас. Континентальные воды представлены в основном типами I и II, океаническая вода — типом III.

Приведем вывод из статьи Л. Н. Зенкевича [119]. Фауна океана — наиболее верный и точный свидетель всех изменений орографии и физико-химического режима океана за время ее существования. Основной систематический состав (типы и классы) фауны океана сложился еще в докембрийское время. За время фанерозоя солевой и температурный режим океана не претерпел сколько-нибудь значительных изменений.

По нашему мнению, можно говорить лишь об относительном постоянстве солености и состава океана, так как нерезкие колебания солености, вызывавшие гибель организмов, все же зафиксированы в истории океана. С другой стороны, некоторые изменения в соотношениях главных ионов океанической воды вряд ли могли существенно сказаться на фауне океана.

Совершенно из других предпосылок исходил Ж. С. Сыдыков [290] при решении рассматриваемой проблемы. Взяв за основу выполненные Е. К. Мархининым гипотетические расчеты количества растворимых солей, вынесенных в океан за всю геологическую историю, и сопоставив полученный результат с суммой солей в современном Мировом океане, Сыдыков пришел к заключению, что соленость древнего океана была высокой. По составу его воды были «хлоридно-сульфатными кальциевыми» в отличие от хлоридных натриевых вод современного океана. В них в среднем было кальция в 78 раз, сульфатов в 31 раз, борной кислоты в 23 раза, фтора в 53 раза, брома и магния

в 3,3—3,5 раза, калия в 5,4 раза, металлов (особенно алюминия и железа) во много раз больше и только натрия примерно вдвое меньше, чем в современном океане [290, с. 8].

Итак, судя по названию («хлоридно-сульфатные кальциевые»), в воде древнего океана преобладали две соли: CaCl_2 и CaSO_4 . Исходя из приведенных цифр, подсчитаем, сколько же в растворе приходилось на долю CaSO_4 . В воде современного океана растворено 2,7 г/л SO_4^{2-} и 0,4 г/л Ca^{2+} . Стало быть, в воде древнего океана концентрация названных компонентов достигала $2,7 \cdot 31 = 83,7$ г/л для SO_4^{2-} и $0,4 \cdot 78 = 31,2$ г/л для Ca^{2+} . Если произвести полный пересчет, то получается, что содержание солей в воде древнего океана достигало 148 г/л и из них на долю CaSO_4 приходилось 90 г/л. Следовательно, надо еще допустить, что в растворимость CaSO_4 была по крайней мере в 10—15 раз выше, чем в современную эпоху. Подобный вывод является абсурдным. При геологических экстраполяциях не надо забывать общего принципа, согласно которому во всякое время и при всяких обстоятельствах обязательны основные химические и физические законы.

По мнению Е. С. Гавриленко [74], написавшей оригинальную монографию по гидрогеологии тектоносферы, эволюция океанических вод до момента стабилизации их состава продолжалась 4,5 млрд. лет. В процессе эволюции «геогидросферы» ею намечены семь «палеогидрогеологических» этапов последовательного изменения кислых «протоокеанических» вод до вод современного океана. Первые три этапа продолжались около 1000 млн. лет. В качестве этого времени первоначально кислые воды «протоокеана» нейтрализовались, в результате чего раствор сильных кислот (в основном HCl) постепенно заместился растворами хлоридов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{2+}), в которых содержатся некоторые количества боратов, фторидов и очень мало SiO_2 .

К началу четвертого этапа (продолжительность 1700—2000 млн. лет) в океанах исчезли последние следы сильных кислот и появилась возможность накопления карбонатов, а океаническая вода по составу стала хлориднокарбонатной. Атмосфера в течение четвертого этапа постепенно освобождалась от аммиака и метана путем окисления теми небольшими количествами кислорода, которые возникали при фотодиссоциации H_2O . Фотосинтез еще не существовало.

Пятый и шестой палеогидрогеологические этапы (продолжительность около 1200 млн. лет) Гавриленко сопоставляет с рифейско-протерозойским этапом литогенеза (по П. М. Страхову). Начало пятого этапа характеризуется возникновением фотосинтеза, вызвавшего существенные изменения в гидросфере и атмосфере. На шестом этапе особое значение приобрело живое вещество. В атмосфере уменьшилось количество углекислого газа

и соответственно увеличилось количество кислорода, состав атмосферы стал близок к современному. Вследствие обеднения океанической воды углекислотой и обогащения кислородом возросла ее щелочность. Повысилась роль сульфатов, в результате чего «тип океанической воды стал хлоридно-сульфатным, что характерно для современного океана» [74, с. 32].

Все перечисленные этапы эволюции гидросферы относятся к докембрию.

На седьмом, заключительном этапе, начавшемся в кембрии, состав Мирового океана и атмосферы приобретает стабильный характер. Как пишет Гавриленко, «по гидрогеохимическим и экологическим данным устанавливается достаточно определенно, что в постпротерозойское время надземная часть геогидросферы имеет стабильную характеристику, формирование которой происходило в течение предшествующего периода, занимающего более 3 млрд. лет. Но если гидрохимические и экологические исследования позволяют констатировать, что постоянство состава океанической воды установилось примерно в кембрии, т. е. 500—600 млн. лет назад, то результаты тектонического и палеогеографического изучения не дают однозначного решения вопроса о времени стабилизации объема Мирового океана и его границ» [74, с. 37].

Этапы эволюции гидросферы выделены Гавриленко чисто абстрактным путем. В основу их были положены гипотетические представления В. И. Вернадского, А. П. Виноградова, Н. М. Страхова, М. Г. Валяшко, С. В. Брусвича о развитии геосфер Земли. С нашей точки зрения, можно говорить только о временной в геологическом смысле стабилизации. Пока нет каких-либо надежных данных, доказывающих постоянство химического состава Мирового океана в течение всего фанерозоя. Такое постоянство означало бы прекращение эволюции, конец всякого развития, что нам кажется абсурдным.

Преобразование химического состава Мирового океана, по Гавриленко, шло в такой последовательности: кислый — хлоридный — хлоридно-карбонатный — хлоридно-сульфатный. В области гидрохимии и гидрогеологии названия вод даются по преобладающим ионам (не менее 20—25 %). Следовательно, на хлоридно-карбонатной стадии в водах Мирового океана преобладали анионы Cl^- и CO_3^{2-} . Каков же был его солевой состав? Об этом Гавриленко не пишет. По нашему мнению, наряду с хлоридами в океанической воде не могли присутствовать карбонаты натрия, т. е. химический тип океана не мог быть содовым, поскольку в дальнейшем из океанической воды отлагались кальцит и доломит. Остается предположить, что в океанической воде главными солями были хлориды и гидрокарбонаты кальция и магния. Однако последние вследствие их невысокой растворимости по сравнению с хлоридами даже в присутствии больших количеств растворенной углекис-

лоты не могли занимать преобладающего положения в солевом составе океанической воды. Мировой океан был существенно хлоридным, возможно, с повышенным содержанием гидрокарбонатов кальция и магния. Точно так же современную морскую воду правильнее называть хлоридной, а не хлоридно-сульфатной, поскольку в ней содержится всего 9,3 % экв SO_4^{2-} .

Приведем теперь высказывание А. Г. Вологодина [72] о химическом составе древнейшей гидросферы. Угольная кислота, пишет он, была первым химическим агентом доорганического этапа истории Земли. Поэтому древнейшие воды гидросферы Земли содержали много углекислых и, вероятно, азотнокислых солей и очень мало хлористых. «Древние моря по типу были почти не солеными. Их известковистые воды по типу были близки к многим водам современной суши, связанным с карбонатными породами» [72, с. 73].

Согласно нашим представлениям, развиваемым в этой книге, первичные земные воды были хлоридными и кислыми вследствие присутствия в них соляной кислоты. Последняя и являлась самым ранним химическим агентом, активно воздействующим на окружающие горные породы. Гидрокарбонаты кальция и магния отсутствовали в первобытной гидросфере. Они получили способность накапливаться в природных водах после того, как реакция вод стала близкой к нейтральной.

По утверждению С. И. Смирнова [270], изучение геохимической истории подземных вод является эффективным и плодотворным на основе теории и методов термодинамики, физико-химической гидродинамики и химической кинетики.

Гидрогеохимические поля реальных седиментационных бассейнов представляют собой геологические явления, свойства которых могут быть изучены методами точных наук. Математической моделью этих полей является дифференциальное уравнение конвективно-диффузионного массопереноса в подземной гидросфере.

Гидрогеохимическое поле — одно из разновидностей физических полей — четырехмерное пространство (x, y, z, t) , описываемое математическими уравнениями. В гидрогеохимическом поле концентрация является функцией пространственных координат и времени: $C_i = C_i(x, y, z, t)$. На основе математической модели Смирнов сделал вывод: «Если концентрация i -го вещества в гидрогеохимическом поле формируется за счет его поступления из-за пределов поля, то его распределение в последнем характеризуется вогнутыми графиками; если концентрация i -го вещества в гидрогеохимическом поле формируется под влиянием его миграции за пределы поля, то его распределение в последнем характеризуется выпуклыми графиками» [270, с. 74].

Растворенное минеральное вещество ископаемых вод любого генезиса в ходе геологического времени непрерывно рассеивается. В отложениях, древнее кайнозойских, седиментационные воды всех литологических комплексов пород, включая глинистые, практически подвергаются полному обессоливанию по механизму конвективно-диффузионного массопереноса. Последний вывод В. Д. Бабушкин с соавторами [202] рекомендуют рассматривать как «предварительный», поскольку принятый Смирновым диапазон изменения коэффициентов диффузии глинистых и других пород ($10^{-6} - 10^{-3}$ м²/сут) нуждается в дальнейшем уточнении путем экспериментальных исследований в основном на образцах пород, отобранных на больших глубинах.

Термин «эволюция» употребляется Смирновым в широком смысле для обозначения любых трансформаций в судьбе химических компонентов подземной гидросферы. Автор исходит из предположки, что «состав вод открытых глубоких морей и океанов в геологическое время если изменился, то очень незначительно. Это означает, что химический состав седиментационных вод глубоководных осадков в момент их захоронения должен соответствовать составу современной воды» [270, с. 78]. Следовательно, преобразования химического состава морских вод («эволюция», по Смирнову) могут иметь место в процессе их захоронения в результате взаимодействия с породами. При этом, согласно Смирнову, одни компоненты входят в твердую фазу, а другие выходят из нее, и здесь особое место отводится магнезии. Этот ион в рассолах концентрируется при сгущении морской воды вследствие испарения, а из последней «необратимо поглощается твердой фазой, как карбонатной, так и силикатной».

В изложенном выводе ничего нового нет. Уже более 100 лет в литературе фигурируют реакции Мариньяка и Гайдннгера, показывающие «необратимое поглощение» магнезии карбонатной фазой. В 1917 г. Н. С. Курнаковым была выдвинута идея метаморфизации раны озер Крыма путем постепенного обеднения ее ионами SO_4^{2-} , а затем ионами магнезии вследствие реакции двойного обмена между MgSO_4 и CaCO_3 , затем между MgCl_2 и CaCO_3 . Детальное изучение озер Крыма показало ошибочность этой идеи [237]. Совсем недавно Л. С. Шварцев изобрел еще одну реакцию поглощения твердой фазой ионов магнезии. Предложены также реакции поглощения из подземных растворов ионов натрия и магнезии силикатной фазой (А. В. Копелисвич, Л. Н. Капченко и др.). Критический обзор этих реакций дан в работах [233, 237].

Следует подчеркнуть одно любопытное обстоятельство: при трактовке генезиса рассолов обычно игнорируются геологические факты. Так, в качестве весьма показательного примера, доказывающего образование рассолов хлоркальциевого типа

путем «необратимого поглощения» магния известняками, приводятся рассолы Ангара-Ленского бассейна, которые как раз заключены в доломитах. Генезисом этих доломитов в течение многих лет занимался крупный литолог Я. К. Писарчик. Она пришла к выводу, изложенному в ее фундаментальной монографии [217], что доломиты указанного бассейна образовались не путем доломитизации известняков, а являются первичными, т. е. отложились непосредственно из морских вод в стадии доломитовой седиментации. Каких-либо опровержений седиментационного генезиса доломитов сторонники диагенетического происхождения рассолов не приводят. Они просто обходят молчанием этот геологический факт, не укладывающийся в рамки их гипотетических построений.

Таким образом, априорные схемы утрачивают свое значение, как только приходится обращаться к исследованиям реальных фактов.

Остановимся еще на одной закономерности, полученной Смирновым: «Максимальная и средняя концентрация кальция в рассолах тем выше, чем больше абсолютный возраст соляных формаций, вмещающих рассолы» [272, с. 229]. Причины указанного явления этим автором не вскрыта. Любопытно отметить, что примерно к такому же выводу значительно раньше пришла В. А. Кротова [164]. Рассолы, на 80 % состоящие из хлоридов кальция, она назвала предельно метаморфизованными и объяснила их образование действием фактора времени, т. е. чем дольше покоятся рассолы в недрах, тем сильнее они метаморфизуются. А метаморфизация заключается в накоплении в рассолах хлоридов кальция.

Закономерная прямая связь между возрастом пород и содержанием хлоридов кальция в рассолах, заключенных в этих породах, действительно существует, хотя она нередко нарушается действием геологических и гидрогеологических факторов. Но причину этой связи мы объясняем гораздо проще: изначально более высоким содержанием хлоридов кальция в древних рассолах по сравнению с молодыми. Обоснованию этой идеи по существу посвящена настоящая книга.

Отмечая положительные стороны монографии Смирнова [271], автор настоящей работы в то же время указывал на ее серьезные недостатки — односторонность подхода к изучению формирования подземных вод, абсолютизацию процессов диффузии и, следовательно, метафизичность применяемой методологии. Эти замечания применимы и к монографии [270]. В своих теоретических построениях Смирнов использует математический аппарат, но исходит из недоказанных предпосылок, поэтому не может быть речи о какой-то особой точности его окончательных выводов. Его выводы субъективны, спорны и опровержимы.

Некоторые исследователи разделяют опасную иллюзию, что якобы неточные геологические науки при помощи дифференциальных и интегральных уравнений, дополненных вероятностными, статистическими методами можно превратить в точные науки. Не отрицая полезности математических методов в области геологических наук, надо иметь в виду, что их эффективность и точность полученных результатов будут целиком определяться полнотой и точностью данных о геологическом строении и гидрогеологических условиях того или иного природного объекта. А такие данные могут быть добыты только путем проведения обстоятельных геологоразведочных работ.

Возникает также сомнение в правомерности применения моделирования к изучению истории природных вод. Ведь для математического и физического моделирования доступна картина природы, фиксированная лишь в момент наблюдения. На вопрос о том, что было раньше, что за чем следовало (в масштабе геологической длительности) точные науки прямого ответа дать не могут. Фактор времени в них выпадает, а следовательно, выпадает и историзм. Эта особенность принадлежит геологии [258].

Эволюции осадочных пород фундаментальную монографию посвятили Гаррелс и Маккензи [78]. Поскольку гидросфера непосредственно участвует в процессах седиментации, авторы также коснулись химической истории океанов. В монографии доказывается, что характер геологических процессов не изменялся во времени и типы осадков были аналогичны современным, а закономерные изменения состава и соотношения древних осадочных пород связаны в основном с воздействием вторичных (постседиментационных) процессов.

В предисловии к книге [78] Ронов пишет, что вряд ли можно согласиться с униформистской концепцией Гаррелса и Маккензи, а также с их идеями о доминирующей роли деструктивных и вторичных процессов в эволюции осадочных пород. В нашей литературе (Страхов, Ронов и др.) отстаиваются другие представления об эволюции осадочных пород, которые определяются направленными во времени изменениями интенсивности первичных геохимических процессов и необратимыми изменениями среды литогенеза. По мнению Ронova, эти представления лучше согласуются с изменениями термального режима Земли, эволюцией жизни и нарастанием интенсивности окислительных процессов на земной поверхности, закономерными глобальными изменениями режима седиментации (рост платформ и сокращение площади геосинклиналей) и существенными преобразованиями петрографического и химического состава пород областей эрозии материков.

В книге [78] приведены следующие показательные сведения о режиме водных масс океана. Возраст древнейших вод, еще встречающихся в океанах, по данным определений угле-

рода-14, составляет несколько тысяч лет; это свидетельствует о том, что «перемешивание» вод океанов благодаря конвекции происходит в течение лишь нескольких тысяч лет. В среднем вся океаническая вода обновляется каждые 40 тыс. лет; иначе говоря, суммарный современный приток вод за этот период достиг бы объема океана. При современной скорости привноса солей водными потоками потребовалось бы менее 100 млн. лет для накопления всей массы солей, имеющих в океане. Если рассчитать время, необходимое для накопления отдельных химических веществ в морской воде, то окажется, что оно равно всего лишь нескольким миллионам лет. Для кремнезема потребовалось бы лишь 20 тыс. лет, чтобы его количество в современном океане удвоилось.

Океан рассматривается как динамически равновесная система, в которой количество поступающего материала постоянно равно или почти равно количеству убывающего материала. В такой системе приток может изменяться во времени, но этому будут соответствовать почти одновременные и эквивалентные изменения оттока вещества. Как отмечают Гаррелс и Маккензи, сейчас почти все ученые сходятся во мнении, что океан в конечном счете является приблизительно стационарной системой. Авторы ссылаются на сенсационную статью Силлена, теоретически доказывающего, что если даже изменяется скорость поступления питающего материала или соотношения между минералами в этом материале, химический состав морской воды будет инвариантным.

Касаясь доказательств, подтверждающих или опровергающих постоянство состава океанической воды, указанные авторы подчеркивают ненадежность той и другой аргументации. Основные споры связаны со степенью возможных колебаний состава морской воды во времени из-за изменения скорости притока и оттока вещества привносимого или выносимого материала. Однако авторы придерживаются определенной интерпретации химической истории океана. Они считают, что стадия формирования океана окончилась примерно 1,5—2 млрд. лет назад. С этого времени дальнейшие изменения в составе океанической воды были невелики. Такой вывод вполне вытекает из выдвинутой Гаррелсом и Маккензи концепции химического униформизма, согласно которой осадки, отлагавшиеся в любой данный период времени в истории Земли, были такими же, как и в любой другой период [78, с. 225].

Взгляды о постоянстве геологических процессов и длительной устойчивости состава вод Мирового океана разделяют и некоторые советские геологи. Так, согласно концепции А. В. Сидоренко и А. С. Сидоренко [263], основные геологические процессы и ведущие геохимические факторы осадочных процессов не изменились существенно за последние 3,5 млрд. лет. Уже в раннем докембрии, как и сегодня, определяющими

факторам осадочных процессов являлись живое вещество, свободный кислород атмосферы, химический состав поверхностных вод. На это указывает распространенность в отложениях раннего докембрия (2,6 млрд. лет) основных типов гипергенных образований, в отложениях возрастом до 3,2 млрд. лет следов живых организмов, в также фракционирование изотопов серы начиная с 2,9—2,6 млрд. лет и присутствие в атмосфере свободного кислорода на рубеже 3 млрд. лет. Все это, по мнению вышеуказанных авторов, косвенно свидетельствует о том, что химический состав вод Мирового океана и поверхностных вод в основных чертах установлен с древнейших этапов геологической жизни Земли — с раннего докембрия. В свою очередь все это в целом указывает на существование принципиально сходных геохимических факторов, условий и продуктов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли.

В литературе высказываются предположения о постоянстве химического состава океана на определенный период времени, основанные на данных исследования изотопов кислорода в карбонатах. Этот метод был применен Боуэном [39] для установления температуры обитания ископаемых организмов, а также для палеоклиматических реконструкций. Как известно, животные откладывают карбонат кальция в равновесии с водой, в которой они живут. После их смерти раковины опускаются на дно и захороняются, оставаясь неизменными в течение геологического времени вплоть до наших дней. Следовательно, достаточно измерить отношение изотопов кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в раковине, чтобы определить температуру, при которой животные обитали. Таким образом, отношение ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) используется как своеобразный геотермометр для выяснения климатических условий минувших эпох. Однако на это отношение, помимо температуры, оказывает влияние и химический состав морской воды, в которой происходил рост организмов. Боуэн пришел к заключению, что химический состав океанов был стабильным в течение по меньшей мере последних 2—300 млн. лет (кроме ледниковых периодов).

В. Н. Ферронский путем анализа накопленного фактического материала о содержании дейтерия и кислорода-18 в воде различных земных и космических объектов пришел к заключению о стабильности химического и изотопного состава океана во времени, что, по его мнению, «является результатом унаследованного равновесия воды—раствора, которое было приобретено ею в газовой фазе» [312, с. 203].

С нашей точки зрения, изучение соотношений изотопов водорода и кислорода, образующих молекулы воды, позволяет решать вопросы генезиса воды, а также судить о постоянстве ее изотопного состава во времени. Но это изучение не может дать надежной информации как о генезисе, так и о постоян-

стве химического состава природных вод. Если обратиться к континентальным подземным водам, то здесь генезис самих вод и растворенных в них солей обычно различен. Вода чаще всего попадает в земную кору из атмосферы, а растворенное вещество заимствуется водой в основном из горных пород и почв.

Согласно изложенным выше господствующим представлениям, водная масса океана и ее анионный состав первоначально сформировались в результате дегазации магмы, а катионы были извлечены из горных пород. В дальнейшем геологические судьбы самой воды и присутствующих в ней солей все более различались. Круговорот воды совершается гораздо интенсивнее, чем круговорот солей. Водообмен в океане шел несравненно быстрее солеобмена. Таким образом, стабильность изотопного состава океана, если таковая действительно имеет место, никак не может служить доказательством стабильности химического состава океанических вод.

Известный геохимик А. А. Сауков [260] обратил внимание на особое значение исторического подхода в геохимических исследованиях. В связи с этим более подробно остановимся на рассуждениях этого автора, представляющих большую ценность для понимания геохимической эволюции Земли. Чтобы понять ход геохимических явлений в прошлом, полагает Сауков, необходимо проанализировать в историческом разрезе так называемые факторы миграции химических элементов. В свое время А. Е. Ферсман разделил все факторы миграции на внутренние, связанные со свойствами атомов и их соединений, и внешние, определяющие обстановку, в которой находятся эти атомы и их соединения.

А. А. Сауков, рассмотрев названные группы факторов с точки зрения принципа историзма, подчеркнул наличие между ними существенной разницы. Такие важнейшие свойства элементов, как заряды их атомов, валентность и радиусы ионов и атомов, в ходе геологической истории нашей планеты остаются, очевидно, постоянными, что обуславливает и стабильность определяемых ими химических и физических свойств соединений этих элементов. С течением времени меняются, правда, относительные атомные массы радиоактивных и радиогенных элементов, особенно урана, тория, калия, свинца, гелия, аргона, что связано с изменением их изотопного состава, но эти изменения слабо отражаются на их миграционных особенностях.

В отличие от внутренних внешние факторы миграции химических элементов в ходе геологической жизни Земли существенно менялись и меняются до сих пор. Некоторые из этих изменений имеют явно явно выраженно направленный в геологическом времени характер, в результате чего геохимические условия на Земле в различные периоды ее жизни становятся существенно

иными. Сюда относятся изменения в ходе геологической истории кларков элементов, энергетики глубин Земли, состава атмосферы и гидросферы, климата, роли биогенных факторов и значения деятельности человека.

Согласно Саукову, как в прошлом, так и в настоящее время между земной корой и более глубинными зонами Земли происходит обмен элементами, в результате которого из земной коры в глубокие геосферы по преимуществу мигрирует железо и элементы его группы, магний, сера и другие, а из глубин к поверхности — кремний, кальций, натрий, калий, алюминий, радиоактивные и другие элементы. Особенно важно, по мнению указанного автора, существенное изменение в ходе геологической истории распределения элементов в массе Земли — от первоначального равномерного, гомогенного до современного, весьма неравномерного как в вертикальном, так и в горизонтальном разрезе.

Более значительными в ходе эволюции Земли были изменения в ее энергетическом балансе. Источники энергии всех земных процессов делятся на две группы: к первой относятся космические источники, главным образом Солнце, ко второй — тепло земных глубин. Подавляющее количество энергии поступает на землю от Солнца ($18,0 \cdot 10^{16}$ Дж/с). Тепловой поток, идущий из глубин Земли к ее поверхности, составляет всего $37,7 \cdot 10^{12}$ Дж/с. Есть основания думать, что энергия Солнца, играющая существенную роль в гипергенных процессах, за время существования Земли заметным образом не изменилась. Главной же причиной глубинного тепла Земли в настоящее время являются радиогенные процессы. По подсчетам Г. В. Войткевича [69], количество радиогенного тепла 3 млрд. лет назад было примерно в 2 раза, а 5 млрд. лет назад — в 5,5 раза больше, чем в настоящее время.

Как пишет Сауков, в настоящее время исключительно большую роль в миграции химических элементов играют биогенные факторы. Хорошо известна роль живого вещества как концентратора многих химических элементов, в том числе углерода, фосфора, кремния, железа, кальция и некоторых других элементов в соответствующих биогенных рудах; кислорода — в современной атмосфере и т. д. Для элементов, способных менять свою валентность, — железа, марганца, ванадия, кобальта, никеля, урана, серы, селена и ряда других — процессы окисления и восстановления играют решающую роль, так как переводят элементы из легкоподвижных форм в трудноподвижные и наоборот. Отсюда следует, что до появления жизни на Земле, когда не было органического восстановителя и окислителя — кислорода, геохимические процессы протекали совершенно иначе, чем сейчас.

Отсутствие или относительно малое содержание кислорода в атмосфере и гидросфере сказывалось и на характере процес-

сов, протекающих в зоне гипергенеза. Существовало физическое выветривание, но не было биологического; химическое выветривание проявлялось в разных формах, но отсутствовала важнейшая — окисление. Поэтому в гидросфере не могли накапливаться сульфатные ионы. Этой универсальной причиной Сауков объясняет отсутствие в докембрийских отложениях гипсов, ангидритов, баритов и целестинов. В общем из минералов, известных в настоящее время, в те отдаленные времена существовали далеко не все.

В обстановке высокого давления двуокиси углерода сильно увеличивается растворимость карбонатов кальция и магния, чем и объясняется относительно малое распространение хемогенных карбонатных пород в докембрийских отложениях по сравнению с более молодыми. Этой же причиной можно объяснить отсутствие известковых скелетов у докембрийских беспозвоночных, на что в свое время обратил внимание А. П. Виноградов.

Экспериментально доказано, что органические вещества способны сорбировать из разбавленных растворов различные химические элементы. В связи с этим Сауков считает, что повышенные концентрации редких и цветных металлов (ванадий, молибден, уран, никель, кобальт, свинец, медь и др.) в гранитолиновых углистых сланцах кембрия и силура можно интерпретировать относительно высоким содержанием указанных элементов в морской воде в период образования этих осадков. В предыдущие периоды ионы металлов, высвобождающиеся на суше при выветривании горных пород, постепенно поступали в моря и океаны и там накапливались в растворах, поскольку органических сорбентов на дне моря было еще очень мало.

Цитируемый автор полагает, что в додевонское время растительного и почвенного покрова еще не существовало и по-прежнему проходили те процессы, в которых растительность и почвы играют сейчас важную роль. Не было тех своеобразных органических барьеров, которые в настоящее время в значительной мере задерживают указанные элементы, с чем и связан их дефицит в современной гидросфере.

Вопросам эволюции атмосферы и гидросферы посвятил ряд работ Ю. П. Казанский [132, 133]. В своих теоретических построениях он исходил из данных о составе реликтовых газов и растворов во включениях кремнистых пород, изотопном составе кислорода, углерода, серы и других источников информации. В зависимости от количественного взаимоотношения между преобладающими ионами он выделяет пять основных типов океанических вод: 1) аммонийно-магниевый-кальциевый хлоридно-карбонатно-бикарбонатный (архей — ранний протерозой); 2) натриево-кальциево-магниевый бикарбонатно-хлоридный (средний — поздний протерозой); 3) кальциево-маг-

ниевое-натриевый бикарбонатно-хлоридный (кембрий — ордовик); 4) магниевое-натриевый бикарбонатно-хлоридный (силур — карбон); 5) магниевое-натриевый сульфатно-хлоридный (пермь — кайнозой).

В отличие от господствующей точки зрения Казанский считает реакцию вод первобытного океана не кислой, а щелочной. Он пишет, что присутствие в атмосфере Земли в раннем протерозое значительных количеств углекислого газа и аммиака создавало насыщение морской воды производными угольной кислоты и сдвиг карбонатного равновесия в область больших значений рН. Щелочной характер вод в раннем докембрии, вероятно, способствовал обогащению раствора карбонат- и бикарбонат-ионами. В среднем протерозое в связи с сокращением количества аммиака значение рН уменьшилось и, возможно, достигло уровня, близкого к современному. В этих условиях следует ожидать возрастания бикарбонат-иона относительно карбонат-иона.

С нашей точки зрения, поскольку первоначально океан сформировался за счет дегазации мантии, больше оснований думать, что в начальных стадиях (включая архей) реакция его была кислой (за счет соляной кислоты), а поэтому гидрокарбонатные и карбонатные ионы не могли присутствовать в его водах, хотя атмосфера и изобиловала двуокисью углерода. С другой стороны, воды, содержащие в избытке двуокись углерода, имеют слабокислую реакцию.

Утверждение, что в архее океаническая вода была «аммонийно-магниевое-кальциевой хлоридно-карбонатно-бикарбонатной» и в то же время обладала щелочной реакцией представляется нам противоречивым. Ионы CO_3^{2-} способны присутствовать в водах, практически не содержащих CO_2 . Что касается HCO_3^- , то их концентрация даже при наличии больших количеств CO_2 редко бывает больше 0,6—0,7 г/л, так как содержание $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ даже в углекислых минеральных водах обычно не превосходит 1 г/л [238]. При указанной концентрации ионы HCO_3^- могут иметь преобладающее значение в пресных или слабосоленых водах (до 3 г/л). Океанические воды в архее, по-видимому, уже были солеными (10—20 г/л), а при такой минерализации гидрокарбонаты играли второстепенную роль. По нашему убеждению, ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} за всю геологическую историю никогда не были доминирующими или преобладающими в ионном составе океанических вод.

В катионном составе ионы аммония вряд ли являлись преобладающими. По сравнению с кальцием и магнием их содержание в древнем океане должно было быть в десятки раз меньше. Остается также неясным, каким критерием пользовался Казанский при выделении преобладающих ионов. Необходимо подчеркнуть, что намечаемая указанным автором последовательность смены химических типов океанических вод

в геологическом ходе времени близка к действительной, хотя и вызывает возражения в отношении кислотно-щелочных условий, наименования типов вод, а также намечаемых рубежей в смене этих типов. Строго говоря, используемая Казанским информация относится, скорее всего, к морям, а не к океанам.

Сходных изложенным взглядов придерживается Ю. Ф. Кореннов [157], посвятивший свою работу эволюции солевого состава калиеносных эвапоритовых формаций. Причину абсолютного господства эвапоритов бессульфатного типа в допермское время он объясняет тем, что состав вод Мирового океана в раннем и среднем палеозое относился к хлоркальциевому типу и существенно отличался в качественном отношении от состава современных оксанических вод. Внутрисолевые и подсолевые подземные рассолы являются реликтами захороненной и отчасти метаморфизованной в подземных условиях рапы древних солеродных бассейнов. Как пишет Кореннов, правильность представлений о седиментационной природе этих рассолов подтверждена изотопными исследованиями в некоторых районах СССР (Иркутский амфитеатр, Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, Тунгусский бассейн, Волгоградское Поволжье). Однако, признавая первичный генезис значительной части хлоридов кальция в подземных рассолах, Кореннов не отрицает возможности дополнительного обогащения кальцием рассолов уже в подземных условиях. На примере подсолевых подземных рассолов Припятской впадины им показано существование такого обогащения, сопряженного с эпигенетической доломитизацией рассоловмещающих известняков и усиливающегося с увеличением глубины залегания рассолов.

Глава 3

О происхождении гидросферы Земли

Общепринятого определения термина «гидросфера» пока не выработано. Согласно С. В. Калеснику, «под гидросферой понимают все химически не связанные воды на земной поверхности в жидком и твердом агрегатном состоянии» [135, с. 31]. Примерно такое же определение помещено в «Геологическом словаре» [81]: гидросфера — прерывистая водная оболочка Земли, одна из геосфер, располагающаяся между атмосферой и литосферой; совокупность океанов, морей, континентальных водоемов и ледяных покровов. В приведенных определениях в понятие гидросферы не включены подземные воды.

М. И. Львович и Г. Н. Калинин [307] считали гидросферу состоящей из следующих частей: Мировой океан, подземные воды, ледники, озера, почвенная влага, русловые воды, влага атмосферы. Они ограничивали подземные воды при оценке их объема лишь свободными гравитационными водами, не связанными химически и физически с минералами (до глубины 5 км). Е. С. Гавриленко предположила новый термин — «геогидросфера», который, по ее мнению, позволяет подчеркнуть глобальные масштабы явлений: «Геогидросфера включает атмосферную влагу, Мировой океан и воду, содержащуюся в недрах Земли» [74, с. 6]. Следуя Гавриленко, мы должны бы говорить «геолитосфера», «геоатмосфера», «геобиосфера» и т. д. Подобное усложнение общепринятой терминологии совершенно излишне и ничего, кроме путаницы, дать не может.

Рассмотрев различные определения понятия гидросферы, ее границ, И. А. Федосеев [307] пришел к заключению, что под гидросферой в широком смысле следует понимать сплошную оболочку земного шара, простирающуюся вниз до верхней мантии, где в условиях высокой температуры и давления наряду с разложением молекул воды непрерывно происходит их синтез, а вверх — примерно до высоты тропопаузы, выше которой молекулы воды подвергаются фотодиссоциации. И. А. Федосеев считает правомерным и целесообразным употребление термина «гидросфера» в более узком смысле, а именно с ограничением гидросферы снизу пределом области, содержащей капельно-жидкую воду, способную к перемещению в горных породах, вытеканию и извлечению из них. Такое определение было дано в 1935 г. Ф. П. Саваренским.

Согласно Ф. А. Макаренко с соавторами [307], современная подземная гидросфера пронизывает всю земную кору и мантию Земли. Движение свободных вод в верхней части литосферы управляется преимущественно артезианским напором. Глубже движение вод носит преимущественно диффузионный восходящий характер. В свете новейших данных об изотопном составе гидротерм районов современного вулканизма существование собственных магматических вод становится проблематичным. Поэтому нет достаточных оснований распространять нижнюю границу гидросферы в пределы мантии. Более приемлемо определение гидросферы, предложенное Федосеевым. Движение подземных вод может совершаться не только под воздействием напора, но и под влиянием различных форм тектонических процессов, а также в результате возрастающего геостатического давления в водоупорной глинистой кровле водоносного горизонта. Последнее явление может иметь место в прогибающихся межгорных впадинах, в которых идет накопление осадков и формируются артезианские бассейны с элизионным режимом. Вода вытекает (элизио-

выжимание) из глинистой кровли и поступает в водоносный горизонт, создавая избыточное пластовое давление [233].

Чтобы судить о составе воды в начальной стадии формирования гидросферы, необходимо коснуться проблемы происхождения воды на нашей планете. Но вопрос генезиса воды тесно связан с проблемой происхождения самой Земли и всей солнечной системы. Первоначальный состав нашей планеты сформировался в результате химической эволюции звездного вещества.

Обозреваемая нашими астрономическими приборами Вселенная состоит примерно на 76 % из водорода и на 23 % из гелия. Лишь чуть больше 1 % приходится на все остальные элементы. Экспериментально доказана способность водорода превращаться при высокой температуре в гелий. В недрах Солнца происходит это превращение, или иначе говоря, синтез гелия, сопровождающийся превращением солнечного вещества в излучение. На этом усложнение химического состава Солнца не заканчивается. В ходе дальнейших ядерных реакций, выражающихся главным образом в захватах атомными ядрами нейтронов, образуются более тяжелые атомы. Следовательно, образование химических элементов в недрах звезд — закономерный процесс эволюции материи.

Как полагают, вода изначально находится в химически связанном состоянии в твердом протопланетном веществе.

В книге Вуда [73] уделено большое внимание метеоритным телам и первичному планетному веществу. В последнее десятилетие накоплено много важных сведений о составе метеоритов. Но, как пишет Вуд, эти сведения не дают единой, внутренне непротиворечивой картины происхождения метеоритов (и планет). Первичное планетное вещество должно было быть одинаковым и довольно однородным по составу. Вуд считает, что до возникновения солнечной системы ее вещество находилось в дисперсном состоянии и содержало летучие вещества (H_2 , He, H_2O , CH_4), присутствовавшие в виде разрыхленных газов, и нелетучие вещества (типа оксидов Si, Mg, Fe) в виде мелких твердых частиц (пыль). Объединение (аккреция) этих сконденсировавшихся частиц на некотором этапе привело к росту планет, так что в состав первичного планетного вещества должны были войти агрегаты этих частиц.

Мак-Крей [178] приводит состав (по массе) протопланеты в начальном состоянии: газ — молекулярный водород (70 %), гелий (28 %), тяжелые элементы (1 %); пыль — металлы, графит, силикаты (возможно, «льдинки») — 1 %. Согласно А. П. Виноградову, содержание связанной воды в метеоритах в среднем около 0,5–1,0 %. По утверждению И. М. Забелина [115], ныне определенно установлено, что водные соединения входят в состав межзвездной материи, в метеориты (ее

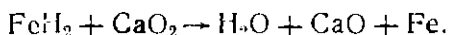
удавалось выделять искусственным путем), и нет никакого сомнения в том, что вода была в составе того первичного вещества, из которого сформировалась планета.

Нам кажется, что для подобного категорического утверждения пока нет достаточных оснований. Проблему происхождения воды нельзя считать окончательно решенной. Факт отсутствия воды на Венере как будто не укладывается в рамки господствующей в настоящее время гипотезы. Что касается воды в метеоритах, то она могла проникнуть в эти тела за время пребывания их в атмосфере Земли.

Совершенно иное толкование происхождения воды на Земле предлагает В. В. Кесарев [146]. В его книге об эволюции вещества Вселенной приводится вероятный состав первичного вещества без участия воды. Вода, по Кесареву, зарождается в недрах планеты в результате взаимодействия двух компонентов первичного вещества (например, дигирида железа, аккумулирующего водород, и перекиси кальция, аккумулирующего кислород) по схеме



или



Исходя из этих реакций, Кесарев полагает, что вначале на планете воды, металлов и некоторых окислов металлов не было, они появились впоследствии в результате химических реакций, протекающих в глубине планеты. Поэтому массу современной земной гидросферы нельзя рассматривать как планетную константу в геологическом времени. Масса гидросферы — функция внутренней активности планеты и температурных условий на ее поверхности. «Гидросфера на планете возникает и исчезает на определенной стадии развития планеты» [146]. По мнению цитированного автора, источником тепла Земли является в большей степени энергия глубинных химических процессов, чем радиогенный распад.

С нашей точки зрения, идея о том, что вода не содержится в магме в готовом виде, а зарождается путем реакций, заслуживает внимания и изучения. Может быть, «безводность» Венеры связана с тем, что в недрах ее еще не создалась условия для образования воды.

Существуют две основные гипотезы происхождения планет. Согласно гипотезе «горячего» образования, планета Земля в самом начале должна была иметь плотную, насыщенную водяными парами атмосферу, из которой при последующем остывании и выделилась значительная часть воды оксидов. Согласно же гипотезе «холодного» образования, поверхность планеты никогда не была сильно разогретой и Земля в начале

своей геологической истории не имела атмосферы и гидросферы. Она приобрела их позже.

Гипотеза первоначально расплавленной Земли имеет мало сторонников. Один из наиболее видных ее представителей Джеффрис [103] пишет, что Земля, будучи первоначально сильно раскаленной не могла удержать водяной пар, который диффундировал в мировое пространство; основная масса воды была заключена в недрах, в самой магме, вплоть до последней стадии ее дифференциации. По мере остывания Земли водяные пары выделились из магмы и образовали плотную атмосферу. Как только температура атмосферы снизилась до критической, прекратилось рассеивание паров, на затвердевшую земную кору выпало огромное количество капельно-жидкой воды, образовавшей океан. Дальнейшее увеличение объема воды в океане, по Джеффрису, происходило на протяжении всей геологической истории в результате вулканической деятельности.

Примерно такие же взгляды на образование гидросферы высказывал астроном В. Г. Фесенков [307]. После того как с Земли, разогревшейся до «высокого градуса», улетучилась вся первоначальная атмосфера, в последовавшем процессе остывания она приобрела вторичную атмосферу, содержащую огромное количество водяных паров. Конденсация этих паров и явилась источником первоначального объема воды в океане, который пополнялся благодаря выделению воды «из самых недр Земли в основном в процессе их остывания» [307, с. 125]. Процесс образования твердой земной коры, а вместе с тем и гидросферы длился 1 млрд. лет.

Согласно другой гипотезе, поддерживаемой большинством советских и зарубежных ученых, гидросфера образовалась в результате выделения воды из глубоких недр в процессе их постепенной дегазации. Один из основоположников этой гипотезы — А. П. Виноградов [59] считает, что разогревание вначале холодного вещества Земли произошло под воздействием энергии, освободившейся при адиабатическом уплотнении вещества, и энергии радиоактивного распада элементов. Основная масса продуктов дегазации была выброшена в начале геологической истории Земли. Главная масса воды была дегазирована в течение первых сотен, может быть тысячи, миллионов лет. Последние резкие изменения состава океана и атмосферы Виноградов относит ко времени $3 \cdot 10^9$ — $2 \cdot 10^9$ лет назад, когда температурные условия на поверхности Земли приближались к современным и появился фотосинтетический кислород, первые древние растения и другие организмы.

Ведущим фактором эволюции, по-видимому, являлось изменение энергетического состояния земной коры. В связи с «вымиранием» к началу протерозоя основной массы радиоактивных источников резко уменьшился тепловой режим земной

коры. Согласно Вуду [73], первопричиной разогрева планет является долгодвижущая радиоактивность — распад атомов ^{40}K , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Именно энергию, освобождаемую в Земле при распаде этих четырех изотопов, по-видимому, можно считать ответственной за поток тепла, идущий из недр нашей планеты. В то же время Вуд высказывает интересную мысль о возможности существования какого-то мощного, но кратковременного источника тепла. Скорее всего, таким источником была короткодвижущая радиоактивность. По-видимому, существовали некоторые радиоактивные ядра с коротким периодом полураспада, которые полностью распались. Период полураспада короткоживущих радиоактивных изотопов от 0,3 до 40 млн. лет и более.

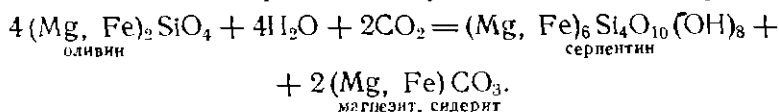
Приведем новые представления о движущих силах эволюции и основных источниках энергии Земли. Как пишет А. С. Мошин [190], главным процессом эволюции планеты является гравитационная дифференциация вещества различного веса, при которой более тяжелые вещества опускаются вниз, к центру планеты, а более легкие поднимаются вверх. Освобождающаяся при этом потенциальная энергия — мощный источник выделения тепла внутри Земли. Согласно расчетам, процесс гравитационной дифференциации ядерного вещества в Земле осуществился уже на 86,3 %. Потенциальная энергия всей Земли в ходе гравитационной дифференциации ее недр уменьшается. С момента образования нашей планеты и по настоящее время этот энергетический источник дал $1,61 \cdot 10^{31}$ Дж.

По оценке Е. А. Любимовой за время существования Земли долгодвижущие радиоактивные изотопы выделили $0,9 \cdot 10^{24}$ Дж тепла, что составляет около половины указанной выше оценки потенциальной энергии, освободившейся при гравитационной дифференциации [190]. По имеющимся оценкам, в момент образования Земли радиоактивные вещества генерировали тепла в 4—7 раз больше, чем сейчас.

Некоторые авторы рассматривают гидросферу как специфическую особенность Земли, отличающую ее от других планет солнечной системы. Считается, что гидросфера существовала задолго до архея и даже до катархея, и прямым фактическим доказательством этого положения служат обнаруживаемые в земной коре осадочные породы соответствующих возрастов [190].

Из рассмотренных концепций происхождения гидросферы следует, что масса ее, по крайней мере на первых порах, увеличивалась. На рис. 1 иллюстрируется изменение гидросферы со временем согласно представлениям О. Г. Сорохтина [277]. Наибольшая часть выделяемой мантией воды идет на пополнение гидросферы, меньшая часть поглощается породами земной коры, в том числе океанической корой. В последнем случае

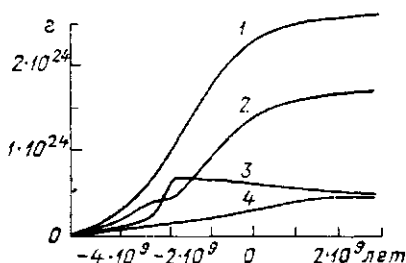
происходит серпентизация оливинов и образование третьего слоя океанической коры по следующей химической реакции:



Типичный разрез океанической коры представляется в следующем виде [190]. Под слоем рыхлых осадков средней мощностью 0,7 км выделяется второй слой средней мощностью 1,7 км, состоящий по-видимому, преимущественно из толеитовых базальтов. Ниже находится третий слой средней мощностью 5 км, состоящий, по-видимому, в основном из серпентинитов $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, образующихся при гидрации горячих мантийных гипербазитов.

Рис. 1. Изменения со временем массы воды в гидросфере и земной коре, по О. Г. Сорохтину.

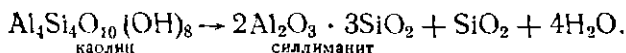
1 — суммарная масса воды, дегазированной из мантии; 2 — масса воды в гидросфере; 3 — масса связанной воды в океанической коре; 4 — масса связанной воды в континентальной коре.



По расчетам Сорохтина, в катархее и архее воды в океанах было значительно меньше, чем теперь. Как предполагает этот автор, некоторое время все поступающие воды в океан в основном поглощались океанической корой. С начала среднего протерозоя вся океаническая кора приобрела уже современный характер, и избыток воды, поступающей из мантии, над затратами на серпентинизацию гипербазитов привел к дальнейшему росту объема Мирового океана, который продолжается в настоящее время и будет продолжаться, замедляясь, еще около 2 млрд. лет. При заглублении океанической коры под влиянием прогрева должна происходить дегидратация серпентинитов третьего слоя, т. е. их распад с выделением воды по формуле [190]



и аналогичная дегидратация каолина во втором слое



Согласно В. М. Синицыну [267], на самом раннем (азойском) этапе вещество атмосферы и гидросферы, по-видимому, не было достаточно разделено и представляло смешанную

парогазовую массу, окутывающую мощным и плотным слоем всю планету. В приземном слое давление могло достигать $5,06 \cdot 10^5$ — $8,10 \cdot 10^5$ Па, а температура 150°C . Неразделенная парогазовая оболочка состояла из паров воды (до 95 %) и некоторого количества кислых дымов: HCl , HF , $\text{B}(\text{OH})_3$, NH_3 , S , H_2S , CO , CH_4 . Обладая высокой химической активностью, кислая парогазовая масса энергично воздействовала на базальтовую поверхность Земли, производя разложение ее пород до конечных продуктов. Рельеф планеты тогда был плоским, не разделенным на области поднятия и погружения.

На следующем (архейском) этапе в связи с понижением температуры парогазовой оболочки происходила дифференциация ее на атмосферу и гидросферу. В приземное слое температура, по-видимому, упала ниже 100°C , давление уменьшилось до $2,03 \cdot 10^5$ — $3,04 \cdot 10^5$ Па. Однако атмосфера по-прежнему содержала много паров воды, NH_3 , CH_4 , CO_2 , была лишена кислорода и поэтому сохраняла восстановительный характер.

А. П. Виноградов полагает, что дегазация недр не была равномерной и подчинялась общему тектоническому ритму Земли.

Ко времени около $2,5 \cdot 10^9$ лет назад, когда произошло расчленение земной коры на относительно устойчивые платформенные и геосинклинальные области, относят возникновение эпейрогенических континентальных морей, благодаря чему испарение с водных бассейнов значительно увеличилось и положило начало регулярному большому круговороту на земном шаре.

Аналогичные взгляды на происхождение гидросферы высказывал Н. М. Страхов. По его мнению, образование океана началось на самой ранней стадии геологической истории, $5,0 \cdot 10^9$ — $4,5 \cdot 10^9$ лет назад. В период, когда Земля, возможно, претерпела небольшой радиогенный разогрев ($> 100^\circ\text{C}$), возникла небольшая и неплотная атмосфера с преобладанием в ее составе паров воды. Как только в результате остывания Земли температура газовой смеси стала ниже 100°C , вода выделилась из атмосферы вместе с растворимыми в ней кислыми дымами HCl , HF , B , H_2S .

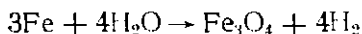
Мы кратко прокомментировали наиболее популярные концепции происхождения воды и гидросферы. Вопрос о формировании гидросферы и атмосферы на Земле до настоящего времени остается проблематичным.

По заключению астрофизиков [331], наличие на планетах атмосферы, а также ее состав находятся в прямой зависимости от размеров планет. Планеты, масса которых достаточно велика (Юпитер, Сатурн), полностью удерживают первоначальную атмосферу, в которой присутствуют водород, аммиак, метан в соотношениях, характерных для космоса. Планеты малой массы (Меркурий, Луна) в силу слабой интенсивности тяго-

тения не способны удерживать атмосферу в течение длительного времени. На таких планетах не может существовать гидросфера. Из планет солнечной системы, помимо Земли, благоприятные условия для образования гидросферы и атмосферы, сходной с земной, имеются на Венере и в меньшей степени на Марсе. А. И. Опарин и В. Г. Фесенков [205] оценивают вероятность встречи в космосе с планетой подходящей массы в 1 %.

Наиболее близка к Земле по размерам Венера — ее масса составляет около 0,81 массы Земли. А. С. Монин [190] считает возможным допустить: а) Венера имеет такой же возраст, как Земля; б) она образовалась приблизительно из такого же вещества; г) эволюция ее недр происходила приблизительно так же, как и у Земли. Поэтому можно предположить, что из мантии Венеры выплавилось примерно такое же количество базальтов, водяного пара и других газов, как и на Земле. Тем не менее, как пишет Монин, на Венере не было и нет гидросферы.

Новейшие исследования показали отсутствие воды на Венере. Этот факт как будто не укладывается в рамки изложенной теории происхождения гидросферы. Но если теория все же верна, то какие процессы были способны обезводить Венеру? Отсутствие водяных паров в атмосфере Венеры Сорохтин [277] объясняет термическим разложением воды на свободном железе, первичная концентрация которого в мантии этой планеты, по-видимому, была более высокой, чем на Земле. Необходимые количества свободного железа на поверхность Венеры постоянно должно выноситься, как на Земле, благодаря развитию рифтогенных процессов. Термоллиз воды



наиболее активно развивается при температуре, превышающей 600°C, но эта реакция может идти с меньшей скоростью при температуре 300—400°C. За длительное время жизни горячая планета Венера могла потерять свою гидросферу.

В. Ф. Дерпгольц, написавший книгу о воде во Вселенной, считает, что в породах Венеры имеется вода. По его мнению, даже в недрах Луны «возможна встреча природных вод различных температур, различных минерализаций во всех трех фазах — твердой, жидкой и газообразной» [101, с. 184]. Такого рода прогностические высказывания, скорее всего, относятся к научно-фантастической романтике, чем к области научного предвидения.

По поводу существования воды в лунных породах высказываются противоположные мнения. Одни исследователи утверждают, что в образцах лунных пород присутствует вода. Другие же склонны относить обнаруженное исключительно малое количество воды в лунных породах к числу загрязнений,

занесенных астронавтами или попавших при доставке и обработке образцов [312]. Более определенное мнение по данной проблеме изложено в газете «Известия» от 18 января 1973 г., где сказано, что изучение нового материала о Луне показало существенное отличие лунных пород от земных, а именно полное отсутствие каких-либо водосодержащих гидратированных минералов. Очевидно, как пишет газета, воды не было уже в самом исходном расплаве, из которого впоследствии кристаллизировались породы.

Особенно тщательно изучены органические соединения из углистых метеоритов, из реголита Луны. Все они обладают симметричным строением, их молекулы неактивны, тогда как органические вещества биологического происхождения того же состава имеют несимметричное строение и оптически активны [72].

Имеется ли гидросфера на другой соседней планете — Марсе? Астрономы предприняли особенно много усилий, чтобы обнаружить на Марсе кислород и водяной пар, важные для жизни на любой планете. Согласно новейшим данным, кислород и водяной пар составляют лишь доли процента общего состава марсианской атмосферы, азот — вряд ли более 2—3 %, аргон — около 1—2 %. Вся остальная часть атмосферы Марса состоит из углекислого газа [41]. Содержание водяного пара в атмосфере Марса, по некоторым оценкам, в 1000 раз меньше, чем содержание паров воды в земной атмосфере.

Обилие углекислого газа в атмосфере Марса Сорохтин [277] считает возможным объяснить тем, что на этой холодной планете вода должна находиться в твердом состоянии, а в таком случае окажется «замороженной» и реакция серпентинизации в марсианских рифтовых зонах. Но льды на Марсе пока не обнаружены, и поэтому предложенное объяснение остается проблематичным.

Планета Марс обладает сложным рельефом. Среди образований, зафиксированных на поверхности Марса, внимание исследователей привлекли руслообразные протоки, или меандровые долины. По словам В. А. Брошштейна [41, с. 80], «единственное возможное объяснение меандров на Марсе — это образование водных потоков, рек. Сейчас для него нет необходимых условий — значит они были в прошлом». Вряд ли можно согласиться с таким категорическим утверждением. Даже при объяснении генезиса форм рельефа земной поверхности нередко приходится довольствоваться альтернативным решением. В отношении же Марса мы пока способны высказывать гипотетические суждения. Имеющиеся фактические данные скорее говорят о том, что как в настоящем, так и в прошлом единственной обладательницей гидросферы среди планет солнечной системы является Земля. А в связи с этим проблема происхождения гидросферы на Земле остается нерешенной.

В последнее время появляются статьи, в которых излагаются новые мысли о происхождении гидросферы Земли. В. И. Ферронский [311] решает рассматриваемую проблему на основе данных об изотопном составе природных вод. Со ссылкой на исследования Крейга он пишет, что все без исключения термальные источники имеют изотопный состав, идентичный изотопному составу местных атмосферных осадков. Точно так же исследования трития в термальных водах, проведенные в Исландии и США разными исследователями, показали полную идентичность содержания трития в термальных, поверхностных и дождевых водах. Все это говорит не в пользу магматического генезиса термальных вод.

Исследования океанической воды, проведенные многими авторами, показали, что на глубине 500 м и более она весьма однородна по своему изотопному составу ($\delta D = +0,19 \div -0,9\%$, $\delta^{18}O = +0,14 \div -0,45\%$), что дало основание Крейгу предложить ее в качестве стандарта. В. И. Ферронский высказал предположение о постоянстве изотопного и химического состава вод океана по крайней мере на протяжении последних 250—300 млн. лет. Однако допускаются периодические изменения изотопного состава вод океана, связанные с накоплением и таянием льда в ледниковые и межледниковые периоды. По данным Крейга, лишь в плейстоцене колебания содержания ^{18}O в океане достигали 1‰, дейтерия 7‰, а в более ранние эпохи эти изменения могли быть еще выше.

В результате анализа данных об изотопном составе вод в различных земных и космических объектах Ферронский пришел к следующим выводам [312].

1. При весьма широком диапазоне изменения содержания D и ^{18}O в разных объектах изотопный состав воды океанов остается постоянным и стабильно сохраняется на протяжении длительного времени.

2. Изотопный состав воды в современных океанах противоречит идее их образования за счет выхода ювенильных вод из глубоких недр Земли.

3. Подземные воды обеднены, а породы и минералы обогащены ^{18}O .

4. Гидросфера в целом (по сравнению с изверженными породами) обогащена D и обеднена ^{18}O .

В. И. Ферронский считает, что наблюдаемые изотопные соотношения водорода и кислорода в природных водах, породах и в первую очередь в океане не согласуются с гипотезой «холодного» начала Земли и дополняют противоречия, отмеченные на этот счет по другим геохимическим данным. По заключению Ферронского, «ювенильная вода в нашей планете отсутствует и отсутствовала ранее, а сама гидросфера является атмофильным образованием» [312, с. 31]. Такой способ формирования гидросферы более отвечает гипотезе «горячего» начала обра-

зования Земли. Вода, имеющая наиболее низкую температуру конденсации, вероятно, выпала на поверхность Земли на самой последней стадии ее формирования. Несконденсировавшаяся часть газа осталась в виде первичной атмосферы.

Таким образом, получается, что гидросфера сформировалась за какой-то короткий промежуток времени и в дальнейшем ее запасы не пополнялись.

Предложенное новое объяснение происхождения гидросферы носит сугубо дедуктивный характер. Чтобы довести подобную трактовку до уровня научной гипотезы, необходимо коснуться механизма образования гидросферы и показать при помощи ориентировочных расчетов, каким образом колоссальная масса земных вод могла уместиться в парообразном состоянии в атмосфере. Правильная расшифровка изотопных данных может обеспечить исследователя дополнительной ценной информацией о природе того или иного земного объекта. Решать же глобальные генетические проблемы на одном изотопном составе весьма рискованно.

Что касается постоянства изотопного состава вод океана, то по этому поводу высказываются разные соображения. Одни считают его стабильным в течение геологического времени, другие же полагают, что он закономерно изменяется. Так, Юрий показал, что ^{18}O концентрируется в твердой фазе, а не в воде. Поэтому изотоп ^{18}O должен входить в осадочные породы и его концентрация в океане со временем должна уменьшаться. Кроме того, существует, по-видимому, прямая связь между соленостью и содержанием ^{18}O , так как процессы испарения и конденсации оказывают сходное воздействие на обе названные характеристики океанических вод.

Имеются серьезные разногласия относительно изменений объема океана в течение геологической истории. Предложены теории, исходящие из крайне противоположных позиций. Согласно одним из этих теорий, объем Мирового океана оставался в основном таким же, как сейчас, согласно другим — океаны относительно молоды, и есть теории, согласно которым океан медленно или быстро все время увеличивается в своих размерах. В то же время нет никаких доказательств прогрессирующего затопления континентов; незначительные изменения объема океана (5—10 %) происходят вследствие таяния ледников. По мнению П. Н. Кроноткина [162], в архейскую эру образовалось примерно 90 % объема гидросферы, а остальные 10 % — в последующие геологические эры. Голландский геолог Кузенс полагал, что с начала кембрийского периода, т. е. примерно за 500 млн. лет, в Мировой океан выделилось всего 2—3 % его объема [307]. В. Е. Ханн [323] считает, что к концу раннего докембрия (2,5 млрд. лет назад) объем гидросферы был не менее 55 % современного, а может быть составлял и 70 %. По мнению Ф. А. Макаренко [177], объем вод океана

достиг современного размера уже к началу кембрийского периода, а по мнению А. Е. Криволуцкого [162] — к началу мезозойской эры.

По грубым подсчетам Н. П. Васильковского [53], с начала кембрия до наших дней уровень Мирового океана мог повыситься не менее чем на 600 м за счет общего увеличения объема воды в океане на 5—10 %, уменьшения размеров глубоководных океанических водоемов на 11 %, сокращения всей водной поверхности на 16 %. Согласно Кюнелю, в мезозое и кайнозое уровень океана во время обширных трансгрессий не мог повышаться более чем на 200 м, обычно же колебания были меньшие [192]. Шепард указывает, что в течение последних 20 тыс. лет уровень океана поднялся более чем на 100 м.

Руби полагал, что процесс дегазации протекал с более или менее постоянной скоростью в течение всего геологического времени [254]. Он пришел к выводу о постоянном процессе формирования современных океанов за счет поступления воды вместе с другими летучими составляющими из глубоких зон Земли. При этом конкретным источником выхода воды и летучих составляющих на поверхность Земли он считал гидротермы. Дамон и Калп [343] на основании скорости выделения ^{40}Ar в атмосферу пришли к заключению, что большая часть воды, находящейся в настоящее время на поверхности Земли, выделилась, по-видимому, из мантии в течение первого биллиона лет истории Земли.

Как следует из приведенных высказываний, единого мнения по данному вопросу не существует. Одни ученые считают, что формирование основной массы Мирового океана и, вероятно, всей гидросферы произошло в основном на самых ранних этапах эволюции Земли, другие — что процессы образования гидросферы были растянуты на более длинные периоды времени. Но, по-видимому, большинство исследователей разделяют мнение В. И. Вернадского о том, что основная масса воды на Земле образовалась на ранней стадии ее развития.

И. А. Федосеев, проанализировав существующие представления о балансе воды на Земле в ходе геологического времени, пришел к следующему заключению. Нет оснований считать несостоятельным разделяемое многими современными исследователями утверждение Вернадского, что «масса воды есть характерная постоянная нашей планеты» и что «в земной коре масса водных растворов и водных паров — масса воды — является не только постоянной, геологически вечной, но она является единым связанным целым» [307, с. 110—111].

В отношении возникновения океанических впадин также выдвинуто несколько гипотез. Согласно гипотезе «постоянства» (унаследованного развития), океанические впадины возникли еще в самом начале геологической стадии развития Земли, т. е. одновременно или почти одновременно с образованием земной

коры. В дальнейшем происходило разрастание материков за счет океанов с образованием сначала переходных, геосинклинальных зон островных дуг и окраинных морей. Возможность обратного процесса — превращения части материка в океан — этой гипотезой отрицается.

Согласно другой гипотезе, океанические впадины образовались значительно позднее вследствие погружения материковых глыб, причем возраст океанов считается молодым. Вновь образующиеся впадины постепенно заполнялись водой, выделяющейся в процессе вулканической деятельности. Здесь главная трудность возникает при решении вопроса о достаточно мощном источнике воды, требуемой для заполнения гигантских впадин за сравнительно короткое в геологическом смысле время.

Существует еще гипотеза новообразования океанических впадин благодаря горизонтальному раздвижению материков (А. Вегенер).

Как пишет В. Е. Ханн [323], современный структурный план Земли с его разделением на материковые и океанические сегменты начал складываться еще в начале протерозойской эры, т. е. около 2 млрд. лет назад. С этого времени главной тенденцией развития было разрастание материков за счет переходных зон к океанам и самих океанов. Касаясь новых тектонических представлений Ханн сообщает, что, согласно концепции новой глобальной тектоники, литосфера разделена на плиты, которые испытывают относительные горизонтальные смещения, выражающиеся в их расхождении, в результате чего происходит зарождение и расширение океанических впадин.

Одной из популярных гипотез, приписывающей океанам сравнительно молодой возраст, является гипотеза океанизации материков, выдвинутая В. В. Белоусовым, согласно которой начало образования океанов приурочено к концу палеозоя — началу мезозоя. Именно в это время происходила резкая активизация эндогенных процессов, приведшая к возникновению глубоких разломов, по которым из мантии поднимались ультраосновные расплавы. Шло углубление океанических впадин и резкое увеличение объема гидросферы в результате выноса огромных масс воды с магматическими расплавами. Эта концепция противоречит взглядам А. П. Виноградова о том, что основное количество воды, сформировавшее гидросферу, выделилось в процессе дегазации магмы еще в догеологический этап эволюции Земли (5—4 млрд. лет назад), но не в конце палеозоя.

Исследование геологического строения дна океанов как будто подтверждает гипотезу Белоусова. С 1968 г. и до настоящего времени в различных частях Мирового океана пробурено более 300 скважин. Глубина (углубление в дно) некоторых из них превысила 1000 м. И все же ни в одной из скважин не были

вскрыты породы древнее средней юры. Молодыми (послепалеозойскими) по возрасту оказались Индийский океан и обширные пространства в восточной и южной части Тихого океана. Лишь в северо-западной части Тихого океана еще не вскрытые бурением породы могут оказаться более древними (верхнепалеозойскими) [46]. Тем не менее данные изучения морской фауны неопровержимо доказывают существование морских бассейнов даже в докембрии. Разгадка этого парадокса заключается в том, что старая океаническая кора не сохранилась. Она подвергалась переплавлению и переработке.

Общепринятой и научно обоснованной теории развития материков и океанов пока еще нет. Имеются факты, противоречащие гипотезе постоянства континентов и океанов, но в то же время остается непоколебимым принцип устойчивости двух главных типов (материковой и океанической) земной коры. Чтобы континент и океан взаимно поменялись местами, надо перестроить их кору. Дифференциация земной коры на океаническую и континентальную произошла на самой ранней, догеологической стадии истории Земли.

С точки зрения химической эволюции гидросферы, вопрос о возрасте тех или иных океанических впадин вряд ли имеет принципиальное значение. Важно подчеркнуть, что на заре геологической истории уже существовали два типа земных вод: океанический, или морской, и материковый, или континентальный. Их развитие шло своими обособленными путями, вследствие чего в ходе геологического времени они постепенно приобретали свои индивидуальные черты и все сильнее различались по химическому составу. Уже в палеозое главным фактором преобразования океанических вод было их взаимодействие с континентальными водами, поступающими в океан.

Однако признание длительного и в основном унаследованного развития материков и океанов в значительной мере устраняет трудности геофизического и геохимического порядка, неизбежно возникающие в случае принятия точки зрения о молодом возрасте океана.

По мнению известного океанолога Л. А. Зенкевича [119], основные физико-географические особенности Мирового океана сформировались за миллиарды лет до кембрия.

Подводя итог сказанному, следует заключить, что большинство исследователей считает магму первоисточником воды на Земле. В 1902 г. Зюсс впервые предложил термин «ювенильные воды» для обозначения тех вод, которые поднимаются из недр Земли как следствие вулканической деятельности и впервые попадают на поверхность. В дальнейшем этот термин стал употребляться для названия всех глубинных вод, впервые поступающих в наружные части литосферы. Некоторые исследователи [101] считают данный термин неудачным, так как впервые возникающая вода не обязательно должна быть водой,

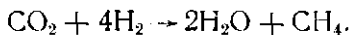
рожденной из магмы. Молекулы воды способны образовываться в результате разнообразных реакций как в земных недрах, так и в атмосфере.

Поскольку термин «ювенильные воды» прочно вошел в геологию и широко употребляется, нет смысла заменять его другим. Предлагаем называть ювенильными только те воды, которые генетически связаны непосредственно с магмой и являются продуктом ее дифференциации. В таком понимании этим термином в дальнейшем будем пользоваться. Магма, внедряясь в земную кору, может растворять в себе вадозные воды, а потом их выделять. Такие воды называют возрожденными, или регенерированными.

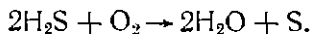
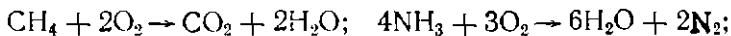
Перед нами стоит другой важный вопрос: располагает ли наша планета, помимо магмы, еще какими-нибудь источниками увеличения ее водных ресурсов?

В литературе, особенно научно-популярной, можно прочесть гипотетические высказывания о попадании на Землю воды из космоса с метеоритным и пылевым материалом, а также в виде ледяных ядер комет. Вода в метеоритах, если таковая ими действительно была принесена из космоса, не может иметь существенного значения в водном балансе Земли. Поступление же льда из космического пространства представляется мало вероятным. В литосфере, гидросфере, биосфере и атмосфере непрерывно протекают химические и биохимические реакции созидания и разрушения молекул воды. Дело в том, что вода является не только средой, в которой совершаются различные процессы, но и составной частью всех клеток и тканей организмов, которые участвуют в продуктах реакций. Каков же общий водный баланс этих процессов и не могут ли они быть дополнительными источниками пополнения водных ресурсов Земли?

Реакции, продуцирующие молекулы воды, имели место еще в первобытной атмосфере. Так, взаимодействие между двуокисью углерода и водородом должно было приводить к образованию водяного пара и метана:

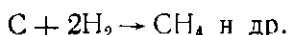


В результате атмосфера лишалась свободного водорода. Преобразование состава газов первобытной атмосферы шло путем окисления их кислородом по следующим реакциям [5]:

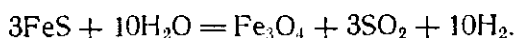
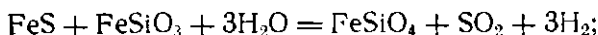


Конечным продуктом приведенных реакций является вода, на ее образование обычно расходуется кислород. Но если опуститься в глубинные сферы Земли, где господствуют высокая температура и высокое давление, то там, наоборот, идет

расходование воды при реакциях образования CO_2 , CH_4 , H_2 и других газов. По предположению А. П. Виноградова [59], источником CO_2 , так же как CO и CH_4 , может быть углерод, рассеянный в породах мантии. Названные газы возникают в результате взаимодействия H_2O и C при высокой температуре и давлении:



В соответствии с расчетами Мацуо [184] образование сернистого газа во флюиде может идти в результате реакции типа

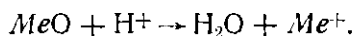


Повышение температуры и понижение давления приводят к увеличению концентрации SO_2 , причем наиболее резкое возрастание содержания SO_2 по расчетам должно происходить при высокой температуре ($1000\text{--}1200^\circ\text{C}$) и небольшом давлении ($10,1 \cdot 10^5\text{--}101 \cdot 10^5$ Па).

Согласно Эллису [344], при магматических и гидротермальных процессах в рудных растворах всегда присутствует некоторое количество SO_2 , который образуется при взаимодействии сероводорода с парами воды по реакции $\text{H}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{SO}_2 + 3\text{H}_2$. Проведенное Эллисом изучение этого процесса показало, что при высоком давлении и низкой температуре равновесие сдвигается в сторону преимущественно образования H_2S , а при низком давлении и высокой температуре — в сторону SO_2 .

Таким образом, в восстановительной обстановке земных недр идет расходование воды на образование таких газов, которые в окислительных условиях являются неустойчивыми. Под воздействием кислорода эти газы превращаются в воду и другие газы, устойчивые в атмосферных условиях. Двуокись углерода устойчива в окислительной обстановке, но она не накапливается в атмосфере, так как участвует в процессах фотосинтеза и образования карбонатных пород.

Н. П. Семененко [261] высказал предположение, что внешний кислородный каркас Земли образовался в результате окисления верхней части Земли на определенной стадии в догеологическое время, а процессы поглощения кислорода литосферой продолжаются на протяжении всей геологической истории. В кислородсодержащих верхних частях мантии, по мнению Семененко, происходит восстановление по следующей схеме:



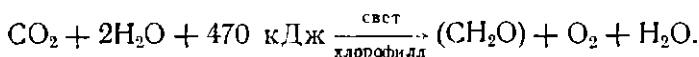
Получается, что в недрах идет образование воды, но откуда берутся ионы водорода на построение молекул воды, Семенович ничего не сообщает. Как известно, ионы водорода активно участвуют в процессах выветривания горных пород, причем главным источником их является диссоциация угольной кислоты.

Главным поставщиком кислорода являются процессы фотосинтеза, возникшие на определенном этапе эволюции Земли. Почти полтора века считали, что выделение свободного кислорода при фотосинтезе происходит в результате разложения углекислоты. При такой трактовке механизма фотосинтеза получалось, что этот процесс является мощным косвенным фактором образования воды.

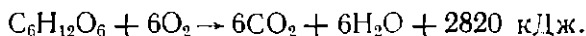
В 1940 г. А. П. Виноградов и Р. В. Тейс определили изотопный состав фотосинтетического кислорода. В результате был сделан вывод, что выделяющийся при фотосинтезе кислород является кислородом воды, а не газа.

Поскольку кислород образуется при разложении воды, а не углекислоты, следует, что фотосинтез является одним из мощных факторов расходования воды. В этой связи некоторые авторы пишут о безвозвратных потерях воды и обезвоживании Земли в ходе времени вследствие фотосинтетической деятельности растений [7]. Вряд ли подобные рассуждения следует считать аргументированными.

Суммарное основное уравнение фотосинтеза может быть выражено следующим образом [54]:



Это уравнение (в нем CH_2O символизирует углеводы) еще не дает ясного представления о сущности весьма сложного механизма фотосинтеза. Этот многоступенчатый процесс включает в себя ряд фотохимических и биохимических реакций. Источником кислорода, образующимся при фотосинтезе, являются молекулы воды. Однако в природе существует противоположный фотосинтезу процесс — дыхание, сопровождающийся новообразованием молекул воды. Схематически процесс дыхания изображают следующим суммарным уравнением [54]:



Таким образом, расход воды в результате фотосинтеза компенсируется приходом ее при дыхании живых организмов.

Образование воды имеет место в верхней окислительной зоне земной коры и атмосфере. Окислению подвергаются газы, неустойчивые в аэробных условиях, — CH_4 , NH_3 , H_2 и др. Самый распространенный из них метан. Н. И. Нестеров [195] полагает, что если бы метан, переносящий нефть в объеме вы-

явленных ее запасов, выделился в атмосферу, то образовался бы слой мощностью 500—600 км, т. е. вся атмосфера Земли практически должна была бы состоять из метана. Но этого бы не произошло, так как колоссальная масса метана окислительными реакциями при активном участии бактерий была переведена в воду и углекислоту.

Как пишет Г. В. Войткевич, нетрудно подсчитать, что в течение 10 млн. лет фотосинтез проработал массу воды, равную всей гидросфере [69, с. 119].

Резюмируя изложенное в данной главе, можно прийти к выводу, что глобальная проблема происхождения воды на Земле, по сути дела, остается дискуссионной. По мнению авторитетных ученых, основная масса вод аккумулировалась на земной поверхности и в атмосфере в самые начальные этапы развития гидросферы. Дальнейшая судьба водной оболочки Земли рисуется по-разному. Одни исследователи (обладающие большинством) придерживаются концепции постоянства водных ресурсов, другие допускают пополнение их за счет высачивания гидротерм. Имеются немногочисленные сторонники идеи о постепенном обезвоживании нашей планеты.

По убеждению автора, в истории гидросферы наряду с постоянными качественными преобразованиями имели место и количественные изменения; масса земных вод хотя и крайне медленно, но все же увеличивается. Обычно под гидросферой принято было понимать совокупность океанов и морей, поскольку общая масса речных, озерных и атмосферных вод по сравнению с массой океанических вод ничтожно мала. Но ведь существует еще подземная гидросфера, совершенно не учитываемая при обсуждении проблемы эволюции гидросферы.

Каким же путем возникла и развивалась подземная гидросфера? Аккумуляторами подземных вод является трещиноватая зона коры выветривания и главным образом мощные толщи осадочных пород, к которым приурочены артезианские бассейны. На самых ранних этапах геологической истории подземная гидросфера не могла существовать из-за отсутствия осадочных пород и монолитности первичных вулканических пород. Подземная гидросфера формировалась постепенно по мере образования трещиноватой зоны и накопления осадочных пород.

Характерной чертой геологических процессов является их все большая интенсивность во времени (см. главу 16). Соответственно с этим усиливались скорости процессов осадконакопления, достигшие максимальных значений в настоящее время. Половина всей массы осадочных пород образовалась за последние 600 млн. лет [54]. По мере нарастания общего объема осадочных толщ, являющихся основными коллекторами подземных вод, должны увеличиваться ресурсы последних.

Наибольших размеров, по-видимому, подземная гидросфера достигла в современную эпоху. Как известно, источниками пополнения ресурсов подземных вод являются океаны, моря, атмосферные осадки и гидротермы.

Между наземной и подземной гидросферами всегда существовала взаимосвязь. Каково же количественное соотношение между этими гидросферами? Господствует убеждение, что основная масса земных вод сосредоточена в Мировом океане, поскольку последний занимает 71 % поверхности нашей планеты. Однако некоторые крупные исследователи считают, что в земной коре содержится воды не меньше, чем в океане. Первый опыт подсчета количества подземной воды в недрах земной коры принадлежит Вернадскому [56]. При мощности земной коры 20—25 км и допущении, что масса воды составляет 6—8 % массы земной коры, объем воды в различных состояниях и связях с породами и минералами составляет около 1,3 млрд. км³ ($1,3 \cdot 10^9$ км³), т. е. примерно столько, сколько в открытом океане ($1,37 \cdot 10^9$ км³) по Хорну. Аналогичная цифра была позднее получена Ф. А. Макаренко, который исходил из других предпосылок.

По данным В. Ф. Дерпгольца [101], для всей коры континентального типа количество свободных, физически и химически связанных вод составляет 3,56 % массы пород и равно 1,07 млрд. ($1,07 \cdot 10^9$) км³, а в осадочной толще континентальной литосферы насчитывается 190 млн. км³ вод всех состояний. Под океаном в земной коре в этом случае находится 180 млн. км³ всех подземных вод. Таким образом, по расчетам разных авторов, количество подземных вод в земной коре близко к объему открытого Мирового океана.

Весьма знаменательно, что в подземных водах растворено приблизительно столько же органического углерода, сколько в океане. Так, по данным Б. А. Скопинцева [268], в Мировом океане содержится $2,0 \cdot 10^{12}$ т $C_{орг}$. Согласно же подсчетам В. М. Швеца [330], в подземных водах общее количество $C_{орг}$ достигает $2,5 \cdot 10^{12}$ т.

Вполне вероятно, что приведенные приближенные расчеты дают преувеличенное представление о количестве вод, присутствующих в земной коре. И все же они свидетельствуют о большой доле подземных вод в состав гидросферы. Постоянство объема Мирового океана и устойчивость его солености, наблюдаемые в течение фанерозоя, можно объяснить тем, что огромные массы океанических вод периодически сбрасывались во внутриконтинентальные моря, а также инфильтровались в горные породы при трансгрессиях.

В результате опусканий земной коры и осадконакопления эти морские воды оказывались на больших глубинах и занимали там устойчивое положение в течение целых геологических периодов и даже эр.

Артезианские бассейны, формирование которых шло в различные эпохи фанерозоя, являются средоточием огромных масс подземных вод. Нижняя их зона содержит высокоминерализованные воды хлоридного класса, что указывает на генетическую связь этой зоны с морскими бассейнами.

Итак, мы приходим к логическому заключению об увеличении водных ресурсов гидросферы в ходе геологического времени. Можно назвать два реальных источника пополнения ресурсов гидросферы: магматические (ювенильные) воды и воды, образующиеся путем окисления кислородом вулканических газов, поступающих в атмосферу. Оба источника являются эндогенными, роль их вследствие замирания магматизма в водном балансе Земли постепенно уменьшается. Но поведение воды тесно связано с жизнью органического мира. По мере расширения гидросферы увеличивается количество вод, заключенных в земной коре. Воды участвуют во всех биологических процессах (фотосинтез, дыхание и др.).

Общий баланс воды в этих процессах никем не подсчитывался. По-видимому, он положительный, т. е. при биологических процессах образуются новые молекулы воды.

Эволюция гидросферы протекала в тесном взаимодействии с эволюцией литосферы, атмосферы и биосферы как единый процесс в геологической истории Земли. Все эти геосферы изменялись во времени более или менее синхронно, будучи взаимосвязанными. Но в силу необходимости для удобства анализа мы вынуждены расчленить этот единый глобальный процесс и рассматривать развитие геосфер отдельно. Так как в центре нашего внимания фигурирует гидросфера, то остальные три земные оболочки будут интересоваться постольку, поскольку они воздействуют на эволюцию гидросферы. Рассмотрим их как главные движущие силы, обуславливающие течение разнообразных процессов, формирующих химический состав гидросферы.

В следующей главе, рассматривая влияние изменений состава земной коры в ходе ее развития на эволюцию гидросферы, остановимся также на магматизме, тектонических явлениях, процессах выветривания и почвообразования, которые действуют как факторы формирования и эволюции гидросферы. В главе 5, где дается характеристика атмосферы как фактора эволюции гидросферы, естественно, необходимо проанализировать имеющиеся данные о климатах минувших геологических эпох и крупных оледенениях с точки зрения влияния климатов и оледенений на развитие гидросферы.

Глава 4

О происхождении гидротерм и их химической эволюции

Образовавшись первоначально путем конденсации водяных паров, насыщавших атмосферу, гидросфера в дальнейшем увеличивалась в результате продолжающегося ноступления водных растворов из недр Земли. Так объясняют формирование гидросферы сторонники как «холодного», так и «горячего» образования Земли.

Первичную воду, представляющую собой продукт дифференциации магмы, принято называть магматической, магматогенной или ювенильной. Эта вода, выходя на дневную поверхность, образует термальные источники, или гидротермы. Проблемой происхождения гидротерм занимаются геологи — рудники, вулканологи и гидрогеологи. На первых порах всем гидротермам приписывался ювенильный генезис. В настоящее время считается, что гидротермы имеют различное происхождение: ювенильное, вадозное или смешанное. В гидрогеологии под гидротермами понимаются «все горячие воды и пары, как выходящие на поверхность в виде естественных термальных источников и пароводяных, паровых и газопаровых струй, так и находящиеся в глубоких частях артезианских бассейнов и трещинных систем, характеризующиеся различным составом, минерализацией и температурой (до 200—300 °C и более)» [123, с. 446]. В формировании гидротерм участвуют воды седиментационные, инфильтрационные и магматические, причем наиболее сложным представляется вопрос о роли магматических вод.

Исторический обзор гидротермальных теорий дан в монографии А. М. Сечевицы [262]. Еще в ранних работах была намечена схема отделения растворов: магма → парогазовая смесь → конденсация → гидротермальный раствор. Последний представляет собой продукт дифференциации водно-силикатного расплава. В конце XIX и начале XX в. сформировались три концепции происхождения рудообразующих растворов: вадозового происхождения, магматогенного генезиса и более сложного генезиса. Согласно последней концепции (Готье, 1906 г.), первичные воды возникают в барисфере при взаимодействии водорода с окислами в области высокой температуры. Затем в поверхностной зоне эти воды входят в состав горных пород и при тектоническом опускании поступают на глубину, где и освобождаются.

Идею о том, что в процессе тектоно-магматического становления определенных структур земной коры возникают особого рода восходящие «сквозьмагматические» растворы, обеспечи-

вающие непрерывный ряд явлений: от гранитизации (внизу) до метаморфизма, метасоматоза и образования «постмагматических» рудных скопленений (вверху), развил Д. С. Коржинский [158]. А. А. Пэк [245] рассмотрел теоретический вопрос о причинах движения гидротермальных растворов. Он пришел к заключению, что отделение и восходящая миграция ювенильных вод побуждаются преимущественно силами гравитационной изостазии. Тектоническое давление может ослабить или, наоборот, усилить процесс. Зоны трещиноватости при этом действуют как мощные дрены.

В различных вариациях гидротермальной теории в той или иной форме признается участие термальных минерализованных вод в процессах рудообразования. В последние два-три десятилетия появилось много работ, специально посвященных генезису таких вод. Уайт считает, что некоторые рудные месторождения образованы растворами, тесно связанными с вулканизмом, но что другие, по-видимому, возникли из циркулирующих метеорных или реликтовых вод [262]. Кеннеди [145] допускает возможность поступления воды в магму из вмещающих пород с последующей отдачей ее в окружающую среду при кристаллизации расплава. Ф. В. Сыромятников [291], анализируя теоретические представления о формировании гидротермальных растворов, пришел к выводу, что внедряющаяся магма может быть «сухой». Вероятность того, что большая часть воды (иногда и вся) может быть заимствована магмой из окружающих пород, достаточно велика. Стало быть, «запас» воды в породах может играть весьма существенную роль для магматического процесса и, в частности, для формирования гидротерм [291, с. 102].

В качестве доказательства магматического происхождения рудообразующих растворов вулканолог С. И. Набоко [191] ссылается на результаты бурения скважины в Калифорнии в районе с повышенным геотермальным режимом, вскрывшей на глубине 1700 м рассол с температурой 370 °C по условиям образования «заведомо эндогенного происхождения» и почти полностью аналогичный в качественном отношении некоторым термам Камчатки. Минерализация рассола была настолько велика, что в течение только трех месяцев испытания в обсадных трубах отложилось около 8 т кремнистого осадка. В осадке содержалось много меди, присутствовали серебро, мышьяк, висмут, никель и другие металлы. Вулканологи отводят значительную роль магматогенной составляющей в образовании минерализованных терм. Представление о возникновении гидротермальных месторождений в связи с интрузиями различных магм резко преобладает в настоящее время в учениях о рудных месторождениях [262].

Любопытно отметить, что калифорнийский рассол был первоначально классифицирован Уайтом как «ювенильный».

Однако в результате накопления фактического материала по термальным водам с большим содержанием тяжелых металлов, обнаруженным в некоторых районах СССР и за рубежом, ряд исследователей, в том числе и Уайт [302], пришли к выводу, что у гидротермы такого состава нет никаких отличительных признаков, по которым можно было бы приписать им эндогенный генезис. В монографии В. И. Дворова [99], посвященной металлогенным термальным рессолам Челекена, доказывается возможность экзогенной мобилизации рудообразующих элементов (свинца, цинка, меди) из вмещающих пород. И тем не менее реальность существования водных растворов ювенильного генезиса большинством исследователей признается, хотя в чистом виде они нигде не обнаружены.

В составе гидротермальных растворов, связанных с современным магматизмом, особую роль геологи отводят хлоридам. Установлено, что перегретые хлоридные воды вадозного происхождения обладают высокой агрессивностью и могут служить активными концентратами и переносчиками рудных компонентов [208]. Хельгенсон [325] указал на важное значение хлоридов в гидротермальном переносе свинца, серебра, цинка и других металлов. Уайт [301] считает хлоридные натриевые воды основным типом гидротерм районов действующего вулканизма, с которым связано происхождение остальных типов термальных вод: хлоридно-сульфатного, кислого сульфатного, гидрокарбонатного. Согласно В. В. Иванову [123], наиболее высокотемпературные растворы (до 200—300°C), формирующиеся в глубинных условиях по периферии активных вулканических очагов в толщах, сложенных вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, отличаются сравнительно низкой минерализацией (до 5 г/л), абсолютным преобладанием анионов хлора и катионов натрия, высоким содержанием кремнекислоты (до 500—600 мг/л).

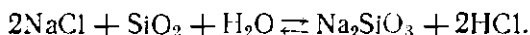
Мнение же вулканологов сводится к тому, что растворы «хлоридно-щелочного» типа представляют наиболее ранние и наименее метаморфизованные термальные воды, химический и газовый состав которых преимущественно заимствован из магмы. Судя по названию, в этих растворах из катионов преобладают ионы щелочных металлов, скорее всего натрия. С точки зрения гидрохимии, название «хлоридно-щелочные» неприемлемо, поскольку оно характеризует реакцию раствора. Такие растворы удобнее именовать хлоридными натриевыми или калиево-натриевыми. Итак, из приведенных высказываний создается впечатление, что хлоридный натриевый состав гидротерм можно рассматривать в соответствующих условиях как признак их глубинности и, возможно, как показатель их высокопроцентной ювенильности.

Одним из основных аргументов в пользу магматического происхождения хлоридных терм Уайт считает высокое содер-

жание в них щелочных металлов (K, Zr, Rb, Cs), а также бора, хлора и других элементов, накапливающихся в остаточных магматических растворах. Однако экспериментами доказано, что все эти компоненты могут быть извлечены термальными водами из горных пород.

В обобщающей монографии Е. А. Баскова и С. Н. Сурикова [20] освещены вопросы формирования термальных вод областей современного вулканизма. Авторы пришли к выводу, что в питании рассматриваемых гидротерм участвуют воды различного происхождения: инфильтрационные, седиментационные, метаморфогенные и ювенильные. Доля последних в общем балансе незначительна, но их роль в образовании рудной минерализации весьма велика, поскольку выход ювенильных термальных вод сопровождается интенсивным поступлением серы. По мнению упомянутых авторов, формирование различных типов хлоридных вод, вероятнее всего, связано с процессами седиментации, катагенеза и метаморфизма.

В отношении генезиса хлоридов натрия в гидротермах Басков и Суриков склоняются в пользу их немагматического происхождения. В качестве доказательства указывается на район четвертичного вулканизма в пределах Станового нагорья, где отсутствуют осадочные и вулканогенно-осадочные толщи морского генезиса и хлоридные термы не обнаружены. Согласно указанным авторам, формирование сильнокислых сульфатных и хлоридных терм на действующих вулканах, вероятнее всего, обусловлено поступлением из магматических очагов высокотемпературных вулканических газов сложного состава, содержащих H_2S , SO_2 , H_2 , CO_2 , CO , HCl , HF и др. Из перечисленных газов наиболее вероятными собственно магматическими газами являются SO_2 , H_2 , H_2S , CO , CO_2 . Хлористый водород отнесен ко вторичным газам, и его генезис объясняется течением реакции



Приведенная реакция образования хлористого водорода была предложена Эллисом. Мацуо [184] считает мало вероятным присутствие галогенов среди магматических минералов. Как пишет этот исследователь, количество хлористого водорода, способного выделиться по этой реакции, оказывается в несколько сотен и даже десятков тысяч раз больше фактического содержания хлористого водорода в обычных вулканических газах.

Исследователи установили, что земная кора глубинными разломами разобщена на отдельные блоки. Через эти своеобразные каналы в верхние слои проникают из мантии расплавленные массы, из которых формируются месторождения полезных ископаемых, в том числе и металлических. Образование же магматических расплавов идет при участии воды.

В настоящее время существование ювенильных вод подвергается сомнению. В гидрогеологии наибольшим авторитетом пользуется концепция, отводящая магматическим компонентам весьма незначительную роль или же даже полностью отрицающая их участие в образовании современных гидротерм. Основоположителем этих взглядов следует считать А. М. Овчинникова. В коллективной статье шести известных гидрогеологов [242], специально посвященной проблеме генезиса термальных вод, доказывається, что даже гидротермы областей современной вулканической деятельности (Камчатка) имеют обычную природу, так как содержат органическое вещество, тритий, и не выделяются какими-либо признаками, позволяющими отличать их от вод метеорного происхождения. Как нами отмечалось [237], аргументы, приведенные в указанной статье, нельзя считать достаточными для отрицания существования ювенильных вод. Дело в том, что магматические растворы, поднимаясь кверху, пересекают на своем пути водоносные горизонты, смешиваются с пифльтрационными водами и в сильно разбавленном виде достигают поверхности Земли. Так образуются ювенильно-вадозные природные растворы, которые в основном содержат компоненты, характерные для немагматических вод.

Современные представления о природе гидротерм районов активного вулканизма недавно сформулированы в статье В. В. Иванова и В. И. Кононова [124]. Рассматриваемые термальные воды обладают разнообразным химическим и газовым составом. Питание гидротерм осуществляется главным образом атмосферными водами, обычно при незначительном участии магматогенных (ювенильных) и метаморфогенных флюидов. По газовому составу выделяются группы термальных вод: серо-водородно-углекислые («фумарольные», «магматогенные»), азотно-углекислые («метаморфогенные»), углекисло-водородные («рифтовые»). По химическому составу и температуре среди вулканических газов различают две группы: высокотемпературные (сотни градусов) хлористо-сернисто-углекислые («фумарольные») и относительно низкотемпературные (менее 100—180°C) сернисто-углекислые («сульфатарные»). Первые являются первичными вулканическими газами, вторые — остаточными, вторично измененными, реже «профильтрованными» через подземные воды.

Газы являются источником образования анионов в термальных водах, тогда как катионный состав обусловлен выщелачиванием кислыми горячими растворами (со свободными H_2SO_4 и HCl , а также CO_2) вулканических или вулканогенно-осадочных пород. Среди фумарольных терм различают два характерных типа. Первый тип — «поверхностного формирования», сероводородно-углекислые, как правило, чисто сульфатные воды сложного катионного состава (Fe , Al , Ca и др.) с относи-

тельно небольшой минерализацией (до 20 г/л), сильнокислые, со свободной H_2SO_4 и большим содержанием H_2SiO_3 . Второй тип — термы «глубинного формирования», сульфатно-хлоридные (иногда почти чисто хлоридные) воды, также весьма сложного катионного состава (Fe, Al, Na, Ca и др.), образующегося в результате выщелачивания вулканических и вулканогенно-осадочных пород с большей минерализацией (до 35 г/л), свободными H_2SO_4 и HCl и ультракислой реакцией ($\text{pH} \leq 1,0$), очень большим содержанием H_2SiO_3 и нередко бора.

«Метаморфогенные» термы генетически связаны с глубинной восстановительной обстановкой и аномальными геотермическими условиями. Это азотно-углекислые с малой газонасыщенностью и минерализацией (до 5 г/л) преимущественно хлоридные натриевые высоконапорные перегретые воды (с незначительным содержанием SO_4^{2-}) с большой концентрацией H_2SiO_3 (до 500—600 г/л), часто с повышенным содержанием бора. Эти термы образуют крупные месторождения высокотермальных вод (Вайракей в Новой Зеландии, Паужетское и другие на Камчатке). Вопрос о генезисе их недостаточно изучен и является дискуссионным. Вулканологи объясняют их происхождение исключительно влиянием магматических («ювенильных») эффузий. В. В. Иванов, В. И. Кононов и другие советские и зарубежные исследователи ведущее значение в их образовании отводят процессам выщелачивания горячими водами водовмещающих пород. Они считают, что химический состав рассматриваемых глубинных терм вулканических регионов формируется в первую очередь путем «метаморфизирующего воздействия очень высокой температуры (сотни градусов) на вулканические и вулканогенно-осадочные породы и извлечения из них различных водно-растворимых компонентов, в том числе газов (особенно CO_2), а также поровых вод» [124, с. 137].

Значительный интерес представляет третья группа терм вулканических регионов, выделенная как особый генетический тип в Исландии. Это так называемый водородный («рифтовый») тип терм, в газовом составе которого в значительном, а иногда преобладающем количестве содержится водород (H_2), присутствуют также CO_2 , H_2S и N_2 . Происхождение водорода объясняется по-разному: он может выделяться из базальтов под воздействием высокой температуры, или генерироваться при взаимодействии воды и железосодержащих силикатов, или быть продуктом дегазации глубинных недр. В. В. Иванов и В. И. Кононов считают наиболее вероятным мантийное происхождение водорода.

Своеобразной чертой характеризующихся терм являются подземное кипение и разгрузка на дневную поверхность в виде газопароводяных струй. В их конденсатах преобладает SO_4^{2-} , тогда как в анионном составе глубинной жидкой фазы наибо-

лее вероятно преобладание гидрокарбонатов. В катионном составе, как и во всех других глубинных термах активных вулканических областей, доминирует натрий. Минерализация терм незначительна, часто менее 1 г/л. К рассматриваемой категории относятся термы Исландии. Особенностью названных термальных вод являются высокая (при выходе на поверхность) щелочность (pH до 10) и очень большое содержание H_2SiO_3 , достигающее нескольких сотен миллиграммов в 1 л, иногда более 1000 мг/л.

Каков же генезис воды, химического и газового состава гидротерм активного вулканизма? Многие исследователи на основании изучения изотопного состава водорода и кислорода пришли к заключению об атмосферном происхождении основной массы термальных вод. По их расчетам, доля ювенильных вод в гидротермах не может превышать 5 %. Однако газы гидротерм, скорее всего, имеют магматическое происхождение. Об этом свидетельствуют данные изучения изотопного состава гелия, аргона, серы высокотемпературных гидротерм. Так, соотношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гидротермах различных типов на всей территории Исландии, а также в активных районах Камчатки и Курильских островов являются сильно повышенными ($0,8 \times 10^{-5}$ — $3,0 \cdot 10^{-5}$), приближающимися к значению, считающемуся мантийным ($3,5 \cdot 10^{-5}$). В зоне максимального обогащения терм Исландии легким изотопом гелия (^3He) наблюдается и обогащение вод ^{40}Ar , что согласуется с теоретическими представлениями о составе мантийного аргона. Далее, в «рифтовых» термах Исландии изотопный состав серы, как сульфидной, так и сульфатной также близок к мантийному ($\delta^{34}\text{S} = 0\text{‰}$).

Несмотря на обилие разнообразных исследований вопрос о формировании гидротерм во многом остается дискуссионным. Любопытно отметить, что господствующий в вулканологии постулат, согласно которому 0,9 летучих компонентов магмы представлено водой, подвергается сейчас ревизии. Так, известный бельгийский вулканолог Тазиев [292] объясняет такое обилие воды в магматических газах примешиванием ее из водоносных горизонтов. Правильные результаты могут быть получены путем анализа проб, отобранных непосредственно в кратере во время извержения.

По данным Тазиева, из 100 проанализированных проб газов в 11 пробах содержание воды было равно нулю, в 77 колебалось от 3 до 50 %, а в 12 составляло 50—90 %. При этом пробы с большим содержанием воды были отобраны в неблагоприятных условиях, когда могло происходить их смешивание с поверхностными водами. В то же время пробы с нулевым содержанием воды были взяты в идеальных условиях, непосредственно в канале, заполненном газом, который испытывал значительное давление. Тазиев не утверждает, что магма

лишена воды, но полученные им результаты ставят под сомнение положение о преобладающей роли воды в изменениях верхней мантии.

Уместно отметить, что полемика о существовании вулканических вод имела место в самом начале нашего века в связи с выдвинутой Зюссом идеей о ювенильных водах. Главным противником этой идеи был Брун, защищавший тезис «вулкан безводен» (*Le volcan est anhydre*) [240]. Брун утверждал, что самые горячие вулканические экзсгалации не содержат воды, причем вся вода, сопровождающая фумарольные газы, вторичного происхождения.

Необходимо подчеркнуть, что изложенные факты свидетельствуют о «маловодности» или «безводности» магмы и о незначительном количестве или полном отсутствии магматогенных вод в современную эпоху. Первозданный магматический расплав по всем признакам содержал воду. В ходе гравитационной дифференциации вещества земного шара содержащая воду магма как более легкая сосредоточилась в наружных его частях. В процессе формирования земной коры шла дегазация и обезвоживание вещества и образование атмосферы и гидросферы.

Произведенные Е. С. Гавриленко [74] расчеты, совпадающие с расчетами других исследователей, показали, что в веществе астеносферы содержится 5—7 % воды (массовые доли). Расположенная выше астеносферы толща дегидратированных пород магмы (склеросферы) утратила ранее содержавшиеся в ней запасы воды на образование Мирового океана и атмосферы. В сочетании с базальтовым слоем земной коры эта толща, по мнению цитируемого автора, представляет собой глобальный водоупор, препятствующий выходу воды и других летучих из астеносферы, если нет проводящих путей типа глубинных разломов.

Согласно Д. С. Коржинскому [158] магматические растворы возникают при процессах гравитационной дифференциации или дегазации глубинных зон Земли и поднимаются по глубинным разломам и тектоническим ослабленным зонам, в особенности по зонам складчатости. Как пишет Гавриленко, «генерация огромных объемов воды веществом мантии — процесс периодически повторяющийся на тех или иных участках нашей планеты, причем активность этого процесса не ограничивается далеким прошлым, а продолжалась в геологически недавнее время и, вероятно, сохранилась в значительной мере и на современном этапе развития системы среднеокеанских хребтов» [74, с. 90]. В качестве примера Гавриленко указывает на выходы подземных термальных рассолов во впадине Красного моря. Она считает доказанным, что эти рассолы (температура 44—45 °С, минерализация 250—270 г/л) поступают из глубинных недр Земли по тектоническим нарушениям типа глубинных разломов. Тем не менее магматическое происхождение

упомянутых рассолов является весьма спорным. Можно объяснить их генезис, не прибегая к ювенильному фактору [236].

Обратимся теперь к самой магме, способность которой растворять воду доказана экспериментально. Магматические расплавы образуются при обязательном участии воды.

Опытами Горансона, Н. И. Хитарова, А. А. Кадика и других доказано, что в силикатных расплавах гранитного состава может растворяться более 10 % воды (массовые доли). Одним из важных вопросов магмообразования в земной коре и мантии является накопление в расплавах летучих компонентов (H_2O , CO_2 , HCl , H_2S , H_2 и др.) с их последующим отделением в окружающую геологическую среду во время движения остывших магм к поверхности Земли. Вода — один из основных летучих компонентов магм, образующихся при плавлении вещества мантии и коры. Она играет особую роль в процессах зарождения и дифференциации магматического вещества. Уменьшение способности магм к растворению воды по мере понижения давления во время подъема приводит к перераспределению воды по горизонтам Земли и ее выносу из глубин к поверхности.

Полученные экспериментальные данные позволяют заключить, что в условиях больших глубин всякая магма ведет себя как поглотитель водного флюида [130]. Только в поверхностных частях Земли в процессе кристаллизации магма ведет себя как источник отделяемых флюидов. Из этого следует, что магматические расплавы способны нести в себе воду двух генетических модификаций — ювенильную, зародившуюся в самой магме, и «возрожденную», поглощенную из окружающей среды. Пока не существует способов различения этих вод.

Магматические воды обогащены многими компонентами, главным образом находящимися в равновесии с кристаллизующейся массой расплава. И. И. Хитаров [326], не указывая каких-либо отличительных признаков магматических вод, подчеркивает, что и артезианские воды по ряду компонентов (Cl , H_2S и др.) в зонах интенсивного разогрева могут имитировать магматические выделения. Основываясь на реакции Гей-Люссака и Тенарда $2NaCl + SiO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2HCl + Na_2SiO_3$, в результате которой с ростом температуры даже в условиях повышенного давления может идти образование кислых сред, Хитаров графически показал, что при температуре $400^\circ C$ и давлении $203 \cdot 10^5$ Па образуется среда с $pH=3 \div 4$. Кислая среда может исчезнуть в результате взаимодействия с активной вмещающей средой.

Результаты опытов дают возможность, хотя и с существенными расхождениями, оценить количество воды в магме; в то же время о химическом составе магматической воды вообще нет никаких экспериментальных сведений. Так как первичную воду, представляющую собой продукт дифференциации магмы, называют ювенильной, то и химические компоненты, растворен-

ные в ней, следует тоже считать ювенильными в связи с тем, что они заимствуются из самой магмы.

К решению вопроса о химическом составе ювенильных вод пока можно подойти только логическим путем. По всей вероятности, магматический раствор должен быть существенно силикатным, содержать галоиды, серу, углерод, водород и такие редкие элементы, как мышьяк, литий, цезий, рубидий, ртуть, свинец и др. Как полагают, температура такого силикатного раствора не менее 1000—1200 °С.

Образованию силикатного раствора в глубинных условиях способствуют высокая температура и высокое давление, что доказано как экспериментально, так и путем изучения кремнистых гидротерм. В поверхностных условиях такие растворы неустойчивы. При поднятии вверх, по мере уменьшения температуры и давления, силикаты кристаллизуются, переходят в твердое состояние, а относительное содержание других компонентов в растворе постепенно увеличивается. Таким образом, будет наблюдаться своеобразная метаморфизация первичного ювенильного раствора, аналогичная метаморфизации химического состава воды под влиянием испарительного концентрирования. Ее причиной является изменение термодинамических условий нахождения силикатного раствора. В верхних частях земной коры указанный процесс метаморфизации сильно осложняется примешиванием подземных вод, содержащих соли—антагонисты по отношению к солям ювенильных растворов, что способствует выпадению ювенильных компонентов из первичного раствора и обогащению его вадозными компонентами.

Но нас интересует состав ювенильного раствора, возникшего после выпадения основной массы силикатов, до смешения его с вадозной водой. Источниками ионного состава первичных вод могут служить упомянутые выше летучие компоненты — HCl , H_2S , CO_2 , H_2 и др. Решающее значение при этом имеет физическое состояние воды в условиях чрезвычайно высокой температуры. Как установлено экспериментами [130], вода в основных магмах полностью диссоциирована с образованием частиц H^+ и OH^- ; в кислых магмах диссоциация составляет 50 %, остальная часть находится в молекулярной форме. Существование свободного O^{2-} в расплавах с высокой концентрацией комплексообразующих элементов Al и Si считается маловероятным.

Как отмечают А. А. Кадик и О. А. Луканин [131], для понимания условий дегазации магмы необходимы экспериментальные и теоретические исследования растворимости в магмах таких летучих компонентов, как HCl , HF , H_2S , CO_2 и др. Они считают, что флюиды, отделяющиеся на больших глубинах, должны быть относительно обогащены CO_2 и HCl . Последний компонент может иметь существенное значение в качестве

переносчика некоторых рудных элементов, выносимых непосредственно из магматических расплавов или извлекаемых из вмещающих пород.

Среда, в которой формируются гидротермальные растворы, по единодушному мнению исследователей, является восстановительной. Реакция же раствора ввиду присутствия в нем HCl и CO_2 должна быть кислой. Исходя из этих предпосылок можно получить общее представление о характере главных анионов интересующих нас растворов. Очевидно, к числу таких надлежит относить анионы кремниевой и соляной кислот. Поскольку раствор кислый, исключается появление гидрокарбонатных ионов. Точно также в восстановительной среде не могут зародиться сульфатные ионы. Итак, мы приходим к выводу, что главными анионами гидротермального раствора могут быть только HSiO_3^- и Cl^- . После кристаллизации силикатов ювенильный раствор сделается существенно хлоридным. Из второстепенных анионов в нем могут присутствовать анионы кремниевой, борной, фтористоводородной, мышьяковистой и других кислот.

Катионный состав будет целиком определяться петрохимией вмещающих пород, с которыми магматические кислые растворы вступают во взаимодействие при поднятии кверху. На первых стадиях этого взаимодействия раствор, нейтрализуясь, обогащается в разных пропорциях катионами Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Кроме перечисленных присутствуют также заимствованные из магмы катионы тяжелых и редких металлов.

Мы приходим к заключению, что магматические растворы, в результате высачивания которых шло увеличение объема гидросферы, по анионному составу были существенно хлоридными. Такой хлоридный состав сохраняется, очевидно, в течение всей геологической истории Земли. Катионный же состав магматических растворов в абиогенную и последующие ранние стадии развития земной коры был магниево-кальциевым или кальциево-магниевым, поскольку земная кора была образована тогда основными и ультраосновными породами. Как будет сказано в следующей главе, на начальных этапах эволюции земной коры воды океанов, континентов и гидрометеоров были по химическому типу, вероятно, идентичны магматическим водам.

Выше было сказано, что современные гидротермы ювенильного генезиса, по всей вероятности, имеют хлоридный натриевый состав. Причина такого различия в катионном составе между древними и современными гидротермами может заключаться в следующем. Поднимаясь по тектоническим разломам, современные магматические растворы встречаются на своем пути мощную земную кору, содержащую воды вадозного происхождения. При этом будет происходить их взаимодействие как с породами, так и с вадозными водами, которое в конечном счете приведет к унификации первоначального катионного

состава хлоридного раствора. Ионы кальция и магния в силу своей геохимической особенности активно участвовать в процессе вторичного минералообразования будут уходить из раствора в окружающую среду. Кроме того, в результате взаимодействия с вадозными водами, содержащими NaHCO_3 , Na_2SO_4 , ионы кальция, находящиеся в ювенильном растворе в ассоциации с Cl^- (CaCl_2), будут либо осаждаться из раствора (CaCO_3), либо переходить в другую ассоциацию (CaSO_4). Одновременно произойдет обеднение раствора микрокомпонентами. В результате сформируется хлоридный натриевый раствор с повышенным содержанием кремнекислоты и некоторых микрокомпонентов и газов.

Дальнейшая судьба рассматриваемого раствора, несущего в себе ювенильные компоненты, зависит от активности пород и вадозных вод, которые он встретит на своем пути. В конечном счете химический состав его коренным образом преобразуется. Вместо магматических эманаций SO_2 и CO_2 в растворе появятся ионы SO_4^{2-} и HCO_3^- , в которых S и C ювенильны. Но к этим ионам, так же как и к ионам Cl^- , будут в значительном количестве примешаны одноименные ионы вадозного происхождения. Вот почему изучение изотопного состава серы, углерода, хлора не всегда может дать правильный ответ на вопрос о генезисе растворенных веществ в вулканических гидротермах.

Некоторое представление о составе гидротерм могут дать газожидкие включения рудных и жильных минералов, главными составными частями которых являются NaCl и CO_2 . М. С. Гуревичем [89] дана обобщающая характеристика химического состава включений в минералах для суждения о гидротермальном этапе формирования состава подземных вод. Растворы, заключенные в минералах, обладают концентрацией солей от 4,5 до 37,0 % (массовые доли) и выше. В подавляющем большинстве случаев преобладают хлориды натрия, а в некоторых минералах, например исландском шпате, — хлориды кальция.

Путем сопоставления опубликованных сведений о составе жидких включений Гавриленко [74] пришла к выводу, что независимо от состава минералов содержащиеся в них жидкие включения представляют собой рассолы с минерализацией более 100 г/л, в которых преобладают хлориды натрия и кальция. При исследовании главных компонентов, находящихся в растворе жидких включений (Na, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3), установлена однородность состава, не зависящая от состава минералов. Менее четкая картина получена для второстепенных компонентов.

Необходимо отметить, что специфическим компонентом гидротермальных рудообразующих растворов является сера, о чем свидетельствуют образования сульфидных руд гидротермаль-

ного происхождения. По мнению А. Г. Бетехтина [28], в гидротермах вулканических очагов содержится сероводород, причем в образовании сульфидов участвует не сам H_2S , а продукты его электролитической диссоциации в водных растворах, усиливающейся по мере их охлаждения.

Высокую минерализацию жидких включений нельзя использовать как косвенное доказательство принадлежности магматических растворов к рассолам хлоридного класса. Дело в том, что в процессе кристаллизации силикатного расплава из него выделялись газы, увлекающие с собой пары воды, и оставшаяся в магме вода, которая обнаруживается в минералах в виде жидких включений, подвергалась значительному концентрированию. При этом, конечно, произошли сдвиги в катионном составе растворов в пользу натрия и кальция.

Принимая во внимание значительную растворимость силикатов при сверхвысокой температуре и сверхвысоком давлении, можно предположить, что минерализация первичного силикатного раствора, появившегося вследствие дифференциации магмы, порядка 20—30 г/л. Следовательно, минерализация вторичного хлоридного раствора, возникшего после перехода основной массы силикатов в твердую фазу, должна быть намного меньше, порядка первых граммов в 1 л.

В статье Ф. А. Летникова с соавторами [335], посвященной эффекту температурной активации воды, говорится, что высокая растворяющая способность активированных растворов в сочетании со свойством длительно и прочно удерживать в растворенном состоянии аномально высокие концентрации растворенного вещества может привести к формированию высококонцентрированных гидротермальных растворов. И тем не менее активированный хлоридный раствор не может превратиться в рассол, если во вмещающих породах отсутствуют хлоридные соли.

Как интенсивность гидротермального рудообразования, так и химический тип гидротерм не оставались постоянными в ходе геологического времени. Изменения химического состава гидротерм Земли были тесно связаны с эволюцией процессов магматизма, гидротермального рудообразования, регионального метаморфизма, тектонических движений, рельефа планеты и др. Главной тенденцией эволюции магматизма, как считает большинство геологов, является изменение во времени состава изверженных пород от более основного к кислому.

В каком же направлении изменялся макрокомпонентный состав гидротерм? Процесс дегазации магмы происходит с различной интенсивностью в течение всей истории Земли в результате накопления тепла, создаваемого реакциями радиоактивного распада и частичного плавления вещества мантии, которое при этом подвергается дифференциации. Выделяющиеся из мантии летучие фракции (H_2O , HCl , CH_4 , H_2S и др.) прорываются на

поверхность через земную кору. Они в различных пропорциях совместно мигрируют в виде жидких и газообразных веществ, называемых флюидами.

Жидкие флюиды образуются при сжижении выделяющихся из магмы паров воды и сопровождающих их газов. Обладая исключительно высокой активностью, они обогащались катионами при фильтрации через земную кору. Так формировались гидротермальные, нередко рудоносные растворы — гидротермы. На самых ранних этапах возникновения гидросферы они были хлоридными смешанного катионного состава и содержали газы восстановительного характера.

Реакция гидротерм первоначально была кислой. Взаимодействуя с породами, они постепенно нейтрализовались, и на определенном этапе их эволюции активным агентом сделалась двуокись углерода. Последняя имеет особую важную роль в гидрохимических процессах. Она, с одной стороны, увеличивает растворяющую способность воды, а с другой — сама по себе является источником образования ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} . В связи с этим и анионный состав гидротерм преобразовывался в хлоридный натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. В катионном составе доминирующее значение приобрел ион натрия. Дело в том, что из гидрокарбонатов в горячей воде находится только NaHCO_3 — антагонист CaCl_2 и MgCl_2 . Имели место реакции типа:



В ходе геологической истории вулканическая деятельность характеризуется увеличением разнообразия генетических типов. Если в раннем докембрии при высоком прогреве земной коры плавление могло происходить на совсем небольшой глубине, то в позднем докембрии вулканические извержения были связаны только с зонами глубинных разломов. К концу протерозоя глубина очагов извержений достигает уже уровня 100—200 км, устанавливаемого для современных вулканов.

Процессы рудообразования в фанерозое достигли максимального генетического и минерального разнообразия. В связи с тем что вода с геосинклинальными осадками стала опускаться на большие глубины, приобретать там высокую температуру и минерализоваться, а затем снова восходить на поверхность (по зонам трещиноватости), получила развитие обширная и разнообразная по сочетанию минеральных компонентов группа гидротермальных месторождений.

Возникновение гидротерм в литосфере А. А. Горцевский [86] рассматривает как закономерное нарушение термического равновесия. Восстановление его происходит путем конвекционного движения воды в окружающие породы. Вода, будучи главным фактором теплообмена, омывает аномальное тепловое

поле и превращается в гидротермы. В составе гидротерм должны участвовать воды вмещающих пород и газы магмы, причем роль последних во времени должна уменьшаться. Этот вывод подтверждается данными изучения естественных гидротерм в областях активного вулканизма. Время существования гейзеров и горячих источников соизмеримо со временем остывания интрузий.

В неоген-четвертичное время разломы в земной коре приобрели наибольшее развитие [266]. Эти разломы явились путями не только для поднятия магматических вод на поверхность, но и в большей степени для проникновения верхних вод на большие глубины, где они приобретали высокую температуру и обогащались компонентами. Таким образом, возник новый тип гидротерм смешанного генезиса, непосредственно не связанный с вулканизмом. В их химическом составе наряду с ювенильными присутствуют вадозные компоненты. В областях с развитой радиальной тектоникой и давно угасшим вулканизмом распространены гидротермы, химический состав которых определяется взаимодействием горячих вод с горными породами. Как вода, так и растворенные в ней ионы и газы в подобных гидротермах имеют целиком вадозное происхождение [233].

В. Н. Дислер [105] намечает пять этапов развития минеральных вод в орогенических зонах. На каждом этапе происходит существенная перестройка гидротермальных и гидроминеральных систем. На пятом, последнем этапе глубокие разломы способствуют проникновению вод в недра и формированию азотных слабоминерализованных терм. Азотные термы — продукт той геохимической и геотермической обстановки, которая создается активным, напряженным тектоническим режимом в условиях воздымания местности.

Современные гидротермы характеризуются широким разнообразием как по своей минерализации, так и по газовому и химическому составу. Об их генезисе написано несколько монографий и значительное количество статей. И тем не менее проблема формирования многих химических типов подземных термальных вод далека от завершения. Так, в частности, неясен генезис популярнейших термоминеральных углекислых гидрокарбонатных натриевых вод типа «боржоми». Предложенное в свое время объяснение образования большой концентрации NaHCO_3 в минеральных водах путем катионного обмена по схеме Гедройца не выдерживает критики [232]. Не разгадан также генезис особо ценных в бальнеологическом отношении термоминеральных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод типа «эссентуков». Строго говоря, мы также не знаем, в результате каких процессов в недрах Земли сформировались хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые гидротермы Карловых Вар, лечебные качества которых известны во всем мире.

Глава 5

Эволюция литосферы как фактор химической эволюции гидросферы

Литосфера сложена породами разнообразного состава и генезиса. В создании ее участвовали процессы магматические, метаморфические, тектонические, осадконакопления, выветривания и многие другие. Все эти процессы в геологической истории направленно изменялись. Впервые на необратимость процессов в земной коре указал В. И. Вернадский. В историческом разрезе прослеживается характерная смена осадков, которая подчиняется определенному эволюционному закону. Минеральный состав горных пород и явления седиментации древнейших геологических эпох — это ключ к расшифровке химического состава первобытной гидросферы и ее последующих изменений.

В геологической литературе наиболее распространено мнение, что первоначально земной коры не было. Затем в результате вулканических процессов из магмы стали выделяться базальты, образовавшие тонкую кору, сходную до некоторой степени с современной корой океанов. С течением времени земная кора становилась все толще, пока не достигла толщины современной коры континентов.

Процесс образования земной коры не был односторонним актом накопления вулканических толщ на земной поверхности. Наряду с этим происходило поглощение земной коры мантией. Новейшие данные глубинного сейсмического зондирования позволяют наметить два взаимосвязанных явления в эволюции земной коры: 1) прогибание всей земной коры в процессе осадконакопления, приводящее к увеличению ее мощности, равное мощности осадков; 2) «поглощение» верхней мантийных горизонтов коры и вследствие этого уменьшение мощности коры [248]. Превращение корового материала в мантийный называют эклогитизацией, так как при этом материал коры преобразуется в эклогит — породу, состоящую из двух минералов — граната и моноклинного пироксена.

Современная континентальная часть земной коры эволюционировала в течение геологического времени от основного (базальтового) состава к кислому гранитному [69]. В древности отлагались главным образом минералы простого химического состава и высоких систем симметрии, а ближе к нашему времени — химически более сложные, зато относящиеся «к низам» симметрии [106].

Н. М. Страхов [285] выделил четыре этапа эволюции микро-биогенного осадконакопления, которые, как он считает, отражают самые общие крупные стадии эволюционного про-

цесса, аналогичные, например, докембрию, палеозою, мезозою и кайнозою в результате развития жизни. При современном уровне знаний более дробной детализации даже для исторического этапа сделать нельзя. Этапы эти следующие. Вначале господствовало хемогенное осадконакопление — бескарбонатное, кремнеземное, с которым ассоциировались основные хлориды железа, марганца, сульфиды тяжелых металлов и фториды кальция, магния, алюминия, железа. На архейском этапе осадкообразование сменилось одностадийным закисным доломито-джеспиллитовым, на протерозойском — двухстадийным окисно-закисным доломито-джеспиллитовым, на историческом — двухстадийным углисто-карбонатно-галогенным при непосредственном воздействии на осадконакопление органического мира. Существенно изменялось соотношение между хемогенной и биогенной седиментацией, первая оттеснялась на второй план.

Согласно А. Б. Ронову [251], в ходе геологического развития осадочной оболочки происходила направленная во времени эволюция типов осадочных пород и их химического состава, следы которой запечатлелись в литологическом составе пород, минералах и рудах. Уменьшилась распространенность карбонатов и эвапоритов, менялись типы преобладающего карбоната-накопления (сидерит—доломит—кальцит), увеличивалась дифференцированность терригенных осадков, снижалась роль кластогенного выветривания и возрастала роль химического и биогенного выветривания. Соответственно происходили изменения химического состава важнейших типов осадочных пород: уменьшалось среднее содержание натрия и железа, увеличивалась концентрация органического углерода, серы сульфатов и серы пирита, уменьшалось отношение $\text{Ca}:\text{Mg}$, происходило инверсионное развитие калия и кальция, увеличивалось содержание окисного железа, наблюдался сдвиг изотопных отношений кислорода и серы и др.

По подсчетам, по мере развития осадочной оболочки возрастало относительное количество глин. Карбонатов было сравнительно мало в архее, в протерозое их количество увеличилось, при этом в позднем протерозое и палеозое господствовали доломиты, а в мезо- и кайнозое — известняки. В ходе геологического времени возрастает интенсивность окислительных процессов за счет повышения содержания свободного кислорода в атмосфере. Отчетливо выражена также тенденция в хемогенном и биогенном накоплении осадков: на ранних этапах развития осадочной оболочки преобладало хемогенное накопление (карбонаты железа, доломиты, эвапориты, кремнистые осадки), на поздних — биогенное (известняки, мел, диатомиты и др.). Сульфаты, по-видимому, появились лишь в среднем протерозое, а соли — на рубеже протерозоя и палеозоя. Наиболее интенсивное накопление эвапоритов приходится на палеозой (особенно кембрий, девон и пермь). Содержание натрия снижалось

в осадочных породах от архея до мезозоя; количество калия нарастало со временем, достигая максимума в позднем протерозое, а затем уменьшилось к современному этапу.

Описанные выше трансформации типов осадконакопления обусловлены соответствующими направленными изменениями в атмосфере и биосфере. Поскольку образование осадков шло в водной среде, то, естественно, выпадение из природных растворов тех или иных солей сопровождалось метаморфизацией ионного состава вод. В процессе доломитообразования из растворов в твердую фазу переходили магний и кальций, а при кальцитобразовании — только ионы кальция. Поэтому смена доломитообразования кальцитобразованием приводила к постепенному увеличению концентрации магния в морской воде за счет эквивалентного уменьшения содержания ионов кальция. Аналогично этому уменьшение содержания натрия в осадочных породах от архея до мезозоя сопровождалось увеличением концентрации этого иона в водах океанов и морей.

Несколько слов о периодичности осадконакопления. При изучении геологических разрезов осадочных толщ прослеживаются повторения различных отложений, т. е. ритмичность и цикличность. Периодичность является одной из основных закономерностей процессов осадкообразования [38]. Цикличность — это процесс, развивающийся не по кругу, а по спирали, когда кажущееся возвращение к исходной точке происходит уже на другом уровне. Для цикличности наряду с повторяемостью характерна отчетливо выраженная направленность развития.

Обратимся к эволюции магматической деятельности. В геологическом аспекте времени прослеживается изменение как активности вулканической деятельности, так и состава самой магмы. Этот процесс носит направленный эволюционный характер. В чем же заключается причина направленного развития вулканических явлений? Общей причиной магматических, а также тектонических и метаморфических процессов может быть тепло. Исследователи указывают на совпадение количеств радиогенного тепла, выделяемого ежегодно за счет радиоактивного распада урана, тория, калия, и эволюцией тектоно-магматических процессов. Подсчеты показывают, что прохождение тепла сквозь земную кору требует 10 млн. лет [25].

Современный вулканизм теснейшим образом связан с глубинными магматическими очагами и разломами земной коры. Тепловые волны поднимаются из областей, лежащих глубже астеносферы, т. е. с глубины нескольких сотен километров [25].

По мнению А. П. Виноградова, процесс дегазации мантии идет и в настоящее время в виде интрузивного и вулканического, но интенсивность его должна быть значительно слабее, чем на раннем этапе истории Земли вследствие уменьшения радиоактивного вещества.

А. Б. Ронов [253] отвергает гипотезу быстрой дегазации мантии как не соответствующую ни геологическим фактам, ни количественным подсчетам, основанным на огромном эмпирическом материале. Дегазация мантии с различной интенсивностью шла в течение всей геологической истории. В системе атмосфера—океан непрерывно действует механизм удаления и связывания углекислоты, поступающей из глубин Земли в процессе вулканической деятельности. Этот механизм действовал непрерывно от кембрия до плиоцена.

Главной ареной вулканической деятельности в истории Земли были геосинклинали. Именно к геосинклиналям в геологическом прошлом был приурочен вынос на поверхность основной массы эндогенной углекислоты. От архея вплоть до современной эпохи развивался необратимый процесс увеличения площади платформ за счет отмирания геосинклиналей. Как полагает Ронов, этот процесс сокращения площади тектонически активных зон континентов находился в причинной зависимости от общего уменьшения количества радиогенного тепла, выделяющегося нашей планетой от начальной стадии ее развития к современной эпохе. Ронов делает логический вывод, что в ходе необратимого процесса отмирания геосинклиналей должна была снижаться глобальная интенсивность эффузивной деятельности, равно как и сокращаться площадь областей проявления регионального метаморфизма, так как и магматизм, и метаморфизм тяготеют в основном к геосинклиналям. Неизбежным следствием такого направленного развития явилось постепенное уменьшение массы глубинной углекислоты, выносимой из недр Земли на поверхность.

А. И. Тугаринов и Е. В. Библиков [299] рассмотрели последовательность изменения состава земной коры с момента возникновения протоконтинентов более 3 млрд. лет назад. Они предложили идею двухстадийного образования земной коры: на первой стадии базальты выплавлялись из мантии, на второй — интрузии гранитного состава из базальтов. Протокора представляла собою первичную пленку застывших лавовых покровов, вероятно, подводного излияния. По мере увеличения площади земной коры нарастала ее мощность и изменялся состав. Первозданная кора в целом определялась соотношением пород кислого и основного состава 1 : 10 (3700 млн. лет назад). Роль гранитных интрузий постепенно возрастала, и 2000 млн. лет назад указанное соотношение изменилось до 4 : 1.

По мере выплавления силикатической коры отчетливо наблюдаются две тенденции в химической эволюции континентов, заключающиеся в непрерывном возрастании содержания Na_2O и K_2O при уменьшении содержания Fe , TiO_2 , MgO , CaO и относительном постоянстве Al_2O_3 . В таблицах работы [293] показано изменение содержания в земной коре щелочных и щелочно-земельных элементов от этапа к этапу.

А. И. Тугаринов и Е. В. Бибиков пришли к заключению, что приблизительно $\frac{3}{4}$ площади современных континентов было создано около 600 млн. лет назад, т. е. к началу фанерозоя.

Согласно К. И. Дворцовой с соавторами [100], форма и условия проявления вулканизма и связанного с ним рудообразования по мере развития земной коры во времени усложняются и становятся более разнообразными. Главная закономерность в общем виде заключается в том, что в наиболее ранние геологические эры и периоды исключительным или преимущественным распространением пользовались вулканогенные образования, являющиеся производными основной магмы, и тесно связанные с ними промышленные концентрации главным образом сидерофильных элементов (Fe, Mn, V, Cu). Несколько позднее к ним присоединялись и даже начали преобладать месторождения халькофильных элементов (Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb). В неогене состав вулканогенных образований становится особенно разнообразным (щелочно-ультраосновные, основные, средние, кислые и щелочные породы в различных сочетаниях).

Катионный состав первобытного океана, а также первичных материковых вод определялся составом горных пород. Надо иметь в виду, что вопрос о первоначальной исходной магме окончательно не решен. Наряду со сторонниками единой магмы имеются и сторонники двух магм: кислой и основной. Большинство геологов склонны все горные породы считать производными от базальтовой магмы, причем многие допускают существование на некоторой глубине базальтового слоя, на котором плавают материнки из более кислых магм. Принимая базальтовую магму за первоначальную, исходную для всех горных пород, и считая, что основную роль играла кристаллизационная дифференция, получают такую схему дифференциации [259]:
габбровая магма → диоритовая магма → гранитная магма → водные растворы.

Приведенная схема построена в основном на признании теории единой магмы и отводит особую роль кристаллизационной дифференциации. Но, как отмечает А. А. Сауков, она не учитывает ряда возможных в природе осложнений, в том числе явления ассимиляции и смешения магм. Эволюция магмы происходит в конкретных геологических условиях, которые могут сильно меняться и во времени, и в пространстве. В общем же случае на первой стадии эволюции единой базальтовой магмы образуются так называемые основные и ультраосновные породы: перидотиты, дуниты, пироксениты, амфиболиты, базальты, габбро и нориты.

Подобные эволюционные изменения имели место в газах магматического происхождения. Если первоначально газы, так же как и вода, выделялись непосредственно из застывающей на поверхности нашей планеты магмы, то в последующие геологические эпохи магматический расплав либо застывал в толще

земной коры, либо прорывался через нее, чтобы излиться лавами на дневную поверхность. Газы являются активным элементом вулканических извержений. Извержение в целом обусловлено динамическим действием газа и степенью вязкости лавы. Магма, удельный вес которой выше, чем у горных пород земной коры, не может без газа прорываться через эти породы. Поэтому газ, исходящий из расплавленной магмы, прежде чем достичь поверхности, проходит через узкие трещины, заполненные подземными водами и атмосферным воздухом. Вследствие охлаждения, разбавления, окисления и различных реакций с окружающей средой первоначальный состав газа коренным образом трансформируется.

Следовательно, с момента образования земной коры общий состав газов при вулканических извержениях направленно изменялся. Он постепенно обогащался немагматическими газами, т. е. газами метаморфического, химического, воздушного и позднее биохимического происхождения. Здесь видно проявление основного закона эволюции — рост разнообразия, связанный с дифференциацией веществ. При этом результаты природных процессов лучше реализуются и фиксируются в пограничных зонах взаимодействующих систем, зонах изменения условий.

В течение геологической истории состав природных и, в частности, вулканических газов становился все более разнообразным. Однако пока нельзя определить, какую роль в настоящее время играют газы чисто магматические, т. е. образовавшиеся при дегазации магмы и поступившие в литосферу с летучими компонентами магматического расплава. При решении этой проблемы большие надежды возлагают на изотопный состав газов. Например, в районах современной вулканической деятельности термальные источники газифируют углекислотой, которая может образовываться путем термометаморфизма карбонатных пород или при дегазации магмы. Данные же об изотопном составе чистой метаморфической или чистой магматической углекислоты отсутствуют, и поэтому мы не можем отличить их друг от друга.

Некоторые авторы придерживаются мнения, что вулканизм оказывает существенное влияние на минерализацию и химический состав вод океана. Так, К. К. Марков [181] считает, что сейчас соленость океана наивысшая за всю его историю, что она все время увеличивается и особенно в эпохи интенсивного вулканизма. По мнению В. Г. Бондарчука [34], высокая степень минерализации вод Мирового океана обусловлена засолением их в основном подвижными продуктами вулканических, особенно подводных извержений.

Эти положения нуждаются в уточнении. Действительно, исключительная роль в формировании водно-солевой массы океана на первых порах принадлежала магматизму. Но в дальней-

шем появились новые источники водно-солевого питания океана, которые преобразовали первоначальный химический состав океанических вод. Роль же ювенильного фактора вследствие затухания магматизма стала второстепенной. Вулканические извержения на континенте, очевидно, влияли на океан опосредствованно и очень незначительно. Газообразные эманации действуют прежде всего на атмосферу и состав гидрометеоров, обогащая их главным образом хлоридами, при этом гидрометеоры остаются пресными. Извергаемый же вулканами кластический материал в основном слабо растворим. Выделяемые магмами ювенильные воды, по-видимому, имеют минерализацию, намного уступающую минерализации вод океанов [237].

Сложнее решить вопрос о влиянии подводного вулканизма, который по своему масштабу, по-видимому, во много раз превосходит наземный. При этом в океан могут поступать огромные массы вод и газов. Но являются ли они ювенильными? Если в современную эпоху продолжают высачиваться из недр Земли ювенильные воды, то это означает, что ресурсы земных вод непрерывно увеличиваются. По данной проблеме высказываются диаметрально противоположные взгляды.

По утверждению Бондарчука [34], процесс дегидратации недр происходит в современных условиях. Продолжает действовать ювенильный источник увеличения массы гидросферы. Об этом свидетельствует состав газов, выбрасываемых вулканами. В ювенильных магмах количество воды иногда превышает 80 % всей суммы газовых выделений вулканов. Подсчеты показали, что при извержении Килауэа в 1952 г. вода составляла 90,6 % всей массы выбросов. С нашей точки зрения, приведенный пример ничего не доказывает, так как неизвестно, какую воду извергает вулкан — ювенильную или вадозную.

В предшествующие геологические эпохи, особенно в наиболее ранние, влияние вулканизма, несомненно, сказывалось на химическом составе морских вод. М. Булиан [341], исследовавший этот вопрос, пришел к выводу, что при условии отсутствия других факторов, изменявших соленость, подводный вулканизм может заметно отразиться на составе морской воды. За счет подводного вулканизма отдельные участки древних морей и водоемов иногда обогащались ценными элементами, которые захватывались осадками в процессе седиментации.

В самых общих чертах коснемся основных тектонических этапов в истории развития земной коры. Магматизм, метаморфизм и метасоматоз, вызывающие минерализацию земной коры, неразрывно связаны с тектоническими движениями, складчатыми деформациями в подвижных зонах. Во всех существующих теоретических построениях предполагается, что имеется некая общая схема тектонической эволюции, которую испытывает каждый участок земной коры, последовательно переживающий различные стадии геосинклинального развития.

Наблюдается чередование тектонических циклов, которые В. В. Белоусов [25] связывает с периодичностью разогревания и частичного плавления вещества мантии на глубине около 400—500 км. Каждый тектонический цикл сопровождается выходом на поверхность новых масс эндогенного вещества.

Тектоническая история земной коры, особенно в среднем докембрии, свидетельствует о разрастании платформенных областей вокруг первичных ядер щитов за счет молодых геосинклиналий и, возможно, земной коры океанического типа. Этот процесс продолжается и поныне, хотя темп его заметно снизился.

Процесс неравномерно развивающегося угасания тектонической деятельности — один из наиболее ярких выводов, который вытекает из данных геохронологии [298].

Согласно концепции тектоники подвижных литосферных плит, литосфера разбита на отдельные плиты, перемещающиеся относительно друг друга. В тех районах, где они взаимно раздвигаются, возникают рифтовые зоны и срединно-океанические хребты, а там, где сближаются и наползают друг на друга — геосинклинальные зоны Земли. Причиной перемещения литосферных плит являются астеносферные течения, образующиеся за счет конвективных движений вещества мантии. По утверждению О. Г. Сорохтина [277], названная концепция в настоящее время фактически переросла в широкую концепцию глобальной эволюции Земли, объясняющую с единых позиций основные закономерности геологического развития нашей планеты.

Палеозой, мезозой и кайнозой характеризовались дальнейшим вырождением радиоактивных источников энергии и ослаблением теплового режима земной коры. Происходило дальнейшее более густое и глубокое растрескивание земной коры, еще больше усиливающее ее гравитационную неустойчивость. Возрастали скорость и амплитуда движений, вследствие чего рельеф Земли становился контрастным. Увеличивалась мощность земной коры. Теперь пояса глубинных разломов оказались наиболее активными и проницаемыми участками земной коры.

Общепланетарным результатом тектонических эпох больших региональных масштабов являлись прежде всего крупные изменения в рельефе планеты. Происходили поднятия одних участков и опускания других, сопровождавшиеся созданием новых контрастностей рельефа, трансгрессий и регрессий, изменения уровней денудации и накопление продуктов сноса и т. п.

Какова же роль тектоники в формировании гидросферы? В образовании геологических структур, являющихся аккумуляторами больших скоплений подземных вод, ведущая роль принадлежит тектоническим движениям. В зависимости от степени раскрытости в структурах могут присутствовать пресные, солоноватые, соленые воды и рассолы. В надежно изолированных структурах создаются условия для сохранения древних рас-

Колебательные движения выражаются в вертикальных поднятиях и опусканиях. Обычно положительные движения — поднятия — сменяются отрицательными движениями — опусканиями. Однако на любом участке земной коры на фоне колебательных движений наблюдается тенденция либо к постоянному опусканию, либо к поднятию. Некоторые обширные территории находятся в стадии длительного опускания, охватывающего по своей продолжительности геологические периоды (Восточно-Сибирская платформа, Прикаспийская синеклиза и др.). Здесь создаются исключительно благоприятные условия для захоронения и сохранения древних морских рассолов седиментационного или инфильтрационного происхождения. По мере опускания таких геологических структур гидравлические уклоны заключенных в них водоносных горизонтов уменьшаются, а скорости движения вод замедляются. На поверхности опускающихся территорий аккумулируются осадки различного литологического состава, формируются мощные толщи разнообразных осадочных пород, которые, в конечном счете, полностью изолируют нижние горизонты рассолов от воздействия вод лежащих выше горизонтов. В результате отрицательных движений зона свободного водообмена часто погружается на многие сотни метров ниже поверхности Земли.

При положительных вертикальных тектонических движениях самые глубокие части бассейна могут быть вовлечены в зону интенсивного водообмена. Этот процесс вследствие медленности тектонических движений развивается постепенно. На первых стадиях промывки геологической структуры формируется гидрохимическая зональность, которая может исчезнуть после вовлечения в кругооборот самых нижних горизонтов и выноса из них солей.

Положительные эпейрогенические движения всегда вызывают подъем гидрогеологической структуры вместе с ее нижним водоупором. Периоды положительных фаз эпейрогенеза являются периодами обмена подземных вод с поверхностными. Отрицательные эпейрогенические движения приводят к иным результатам. При погружениях отдельных участков ниже уровня моря в них начинается отложение морских осадков. При увеличении мощности осадков постепенно возрастают их уплотняемость и отжатие из них соленых вод.

Обстановка интенсивного прогибания крупных геосинклинальных структур и накопление осадков значительной мощности могут смениться режимом, формирующим складчатую систему. В связи с этим начинают создаваться положительные структуры, складчатые зоны, что сопровождается усилением миграции вод. В результате складчатых движений наступает состояние динамического равновесия между зонами пресных, соленых и рассольных вод. На одних участках артезианского бассейна, подвергшегося воздействию складчатой тектоники, рассолы могут быть

вытеснены пресными водами на большую глубину, на других участках, наоборот, граница рассольной зоны может значительно подняться вследствие внедрения рассолов в вышележащие горизонты. Образуется весьма сложный гидрохимический профиль, который становится более запутанным при наличии в геологической структуре неостывших магматических очагов.

Разрывные тектонические движения вызывают нарушения сплошности горных пород и образование трещин. Особое гидрогеологическое и гидрохимическое значение имеют крупные тектонические разломы, распространяющиеся на большую глубину и обладающие значительной длиной и шириной. По таким разломам из глубин выводятся горячие, иногда газированные минеральные воды и даже рассолы. Глубинные воды проникают в верхние водоносные горизонты и создают так называемые гидрохимические аномалии. Через тектонические разломы осуществляется разгрузка подземных рассолов.

Следует отметить, что в современную эпоху циркуляция подземных вод может совершаться по тектоническим разрывам молодого возраста, созданным в новейшую стадию орогенеза, или по более древним разрывам, но обновленным в альпийский горообразовательный период. Разрывные дислокации древних стадий орогенеза обычно закрыты и недоступны для проникновения воды. Они часто служат водонепроницаемыми подземными экранами, вдоль которых происходит разгрузка подземных вод. Под воздействием новейших тектонических движений древние тектонические разломы могут вернуть свое утраченное гидрогеологическое значение.

Подземные воды, связанные с тектоническими разломами, могут быть представлены различными химическими типами. Все они обладают повышенной температурой. В области развития изверженных пород в тектонических трещинах формируются однообразные слабоминерализованные гидрокарбонатные, натриевые или сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды, так называемые акротермы. Новые данные о химическом составе акротерм показывают, что в них присутствуют не гидрокарбонаты, а кремниекислота в форме HSiO_3^- , и, следовательно, их можно называть силикатными натриевыми или силикатно-сульфатными натриевыми. В присутствии больших количеств углекислоты, поступающей из неостывших магматических очагов, растворяющая способность термальных вод резко возрастает, и в этом случае формируются более минерализованные, иногда гидрокарбонатные натриевые воды, типа «боржоми».

Тектонические вертикальные движения могут быть связаны с развивающимся или убывающим оледенением тех или иных территорий. Под тяжестью мощного ледника происходит прогибание, а при его оттаивании — поднятие участков суши. Например, подъем Фенноскандии, освобожденной от тяжести ледника, вызвал в Прибалтике понижение базиса эрозии, что

в свою очередь должно было бы сопровождаться усилением подземного стока и рассолением водоносных горизонтов. В этом, по мнению А. И. Силина-Бекчурина [264], как раз заключается причина вертикальной гидрохимической зональности в Прибалтике. Подъем Фенноскандии продолжается в настоящее время, и в связи с этим водоносные горизонты все более приходят в движение и рассоляются.

С активизацией тектонических движений ускоряются геохимические и гидрохимические процессы на материке, возрастает приток минеральных веществ в океан и увеличивается соленость его вод. В неогенчетвертичное время разломы в земной коре приобрели наибольшее развитие. Это способствовало опусканию метеорных вод на глубину в область высокой температуры и формированию новых химических типов гидротерм.

Как было отмечено, тектонические движения создают формы рельефа, являются причиной его контрастности. Рельеф же — косвенный фактор формирования состава вод. Он оказывает влияние на условия водообмена, а от последнего зависят минерализация и химический состав природных вод. Степень расчлененности рельефа определяет размеры поверхностного стока и дренированность подземных вод. Чем расчлененнее рельеф, тем интенсивнее водообмен и тем более благоприятные условия создаются для формирования пресных вод.

В аспекте геологического времени контрастность рельефа имеет тенденцию усиливаться. В самой начальной стадии образования земной коры, как считают исследователи, поверхность Земли была почти плоской. На первых порах неровности в рельефе, по-видимому, были созданы интенсивными вулканическими извержениями. На следующих стадиях геологической истории в результате колебательных, складчатых и разрывных движений возникли разнообразные формы рельефа, что сопровождалось дифференциацией минерализации и химического состава континентальных вод.

Согласно А. И. Тугаринову [298], в течение фанерозоя прослеживается общая тенденция к осушению (воздыманию) континентов несмотря на общее увеличение объема океана. В результате этого глобального явления должен соответственно усиливаться сток континентальных солей в океан и, следовательно, ускоряться темпы химической эволюции океана.

Важным фактором формирования химического состава гидросферы являются процессы выветривания. В соответствии с эволюцией атмосферы, литосферы и биосферы шло изменение интенсивности и характера выветривания, а следовательно и преобразование состава соединений, освобождающихся при этом явлении.

По характеру преобладающего процесса обычно принято различать три основных типа выветривания: физическое, хими-

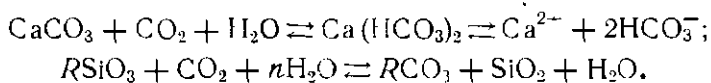
ческое и биологическое. В формировании вод главное значение имеют два последних типа. Основным агентом химического выветривания является атмосферная вода, действие которой усиливается растворенной в ней углекислотой. Ведущую роль в процессах химического выветривания играет также кислород воздуха. В результате выветривания магматических пород получают продукты трех видов: 1) остаточные образования; 2) перетолженные осадки и 3) растворимые соли. Последние как раз и формируют ионный состав вод коры выветривания изверженных пород.

В современную эпоху в основном действуют два типа химического выветривания: углекислотное и сернокислотное. Наибольшим развитием отличается углекислотное выветривание с его главным агентом — двуокисью углерода. Главным агентом сернокислотного выветривания является серная кислота, образующаяся при окислении сульфидов.

Биологическим выветриванием называют процесс механического разрушения и химического изменения минералов горных пород под воздействием поселившихся на них организмов, продуктов их жизнедеятельности и разложения органических осадков. Активный агент выветривания — растительность.

Чтобы разобраться в сущности эволюции процессов выветривания, обратимся к геологическому прошлому. В самую раннюю абиогенную эпоху ни один из названных типов выветривания не мог проявлять своего действия. Еще не существовало биосферы. В атмосфере почти полностью отсутствовал кислород. Следовательно, не было условий для проявления биологического и сернокислотного выветривания. Геологи находят под позднее отложившимися осадками древние «коры выветривания», т. е. продукты разрушения горных пород, относящиеся к минувшим геологическим периодам. Оказывается, что древние «коры» не несут признаков развития окислительных процессов.

Труднее решить вопрос о существовании углекислотного выветривания в абиогенную стадию истории Земли. Сущность углекислотного выветривания заключается в реакции

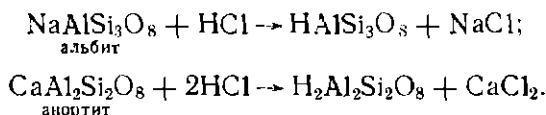


Первоначально земная кора была сложена магматическими породами и продуктами ее выветривания, поэтому не было условий для реализации первой реакции.

По мнению большинства ученых, первичная гидросфера была кислой и это обстоятельство исключало возможность течения второй реакции, так как продукты ее — ионы HCO_3^- — при малых значениях pH в растворе находиться не могут. Таким образом, несмотря на обилие CO_2 в атмосфере, по нашему мнению, в абиогенную стадию углекислотное выветривание не могло участвовать в процессах химического выветривания.

И тем не менее в абиогенную эпоху процессы выветривания действовали достаточно активно, но протекали они совсем по-другому. Мы не можем согласиться с утверждением Л. С. Берга [26] и других авторов, что уже в раннее архейское время на суше действовали те же процессы выветривания, что и в позднейшие эпохи истории Земли. В прежних наших работах высказано предположение о существовании самого древнего типа выветривания, солянокислотного, агентом которого являлась соляная кислота.

Схематически этот тип выветривания можно изобразить в виде следующих реакций:



По аналогичным схемам шло выветривание и алюмосиликатов калия, магния и др. Продукты выветривания были представлены глинистым алюмосиликатным материалом. В результате солянокислотного выветривания континентальные воды снабжались хлоридами калия, кальция, магния и натрия. Таким образом, солевой состав вод был представлен MgCl_2 , CaCl_2 , NaCl , KCl . Ввиду кислой реакции и восстановительной обстановки в растворе в значительных концентрациях могли находиться железо, марганец, алюминий и другие металлы.

В абиогенную эпоху, несомненно, существовало и физическое выветривание, интенсивность которого тогда проявлялась слабо, поскольку не было больших перепадов температуры. Хотя в абиогенную эпоху на горные породы воздействовали воды, содержащие такой агрессивный агент, как соляная кислота, процессы выветривания, проявлялись в общем ввиду стерильности среды значительно слабее, чем в последующие эпохи. Выветриванию противодействовала и монолитность пород, в слабой степени затронутых действием неактивного в первобытных условиях физического выветривания.

Уход ионов водорода из жидкой фазы в твердую и замена их в водах ионами щелочных и щелочно-земельных металлов способствовали медленной и неуклонной нейтрализации континентальных вод. Как только реакция водной среды стала приближаться к нейтральной, создались условия для выхода на арену углекислотного типа выветривания. Углекислотное выветривание зародилось на отдельных участках суши и имело узко-локальное распространение. Затем, постепенно захватывая новые пространства, оно в конечном итоге распространилось на все материки. В современную эпоху солянокислотное выветривание способно развиваться только в специфических условиях.

С появлением углекислотного выветривания воды стали обогащаться ионами HCO_3 , сформировались воды гидрокарбонат-

ного класса и создались условия для химического отложения карбонатов, первоначально на континентах.

На каком-то этапе развития атмосферы в результате обогащения ее кислородом начал действовать сернокислотный тип выветривания. Но поскольку главным источником кислорода в атмосфере является фотосинтетическая деятельность растительных организмов, то, по-видимому, биологический тип выветривания зародился еще раньше — с появлением первых простейших растений (типа водорослей). Первоначально биологическое выветривание было сосредоточено только в узкой прибрежной полосе морей, где, как думают впервые зародилась жизнь. Затем с чрезвычайной геологической медленностью по мере размножения организмов оно стало завоевывать новые пространства. Соответственно увеличивалось продуцирование кислорода и усиливалось сернокислотное выветривание.

Надо иметь в виду, что деление процесса выветривания на химическое и биологическое является условным. Мощные концентрации организмов в коре выветривания выделяют массу органических кислот, активно способствующих преобразованию кристаллических решеток первичных минералов. Гумусовые кислоты имеют большое значение для формирования состава природных вод. Они наряду с двуокисью углерода придают воде свойство агрессивности к горным породам, не только карбонатным, но и изверженным. Однако этим не ограничивается значение биологического выветривания. Как установлено целым рядом исследований, бактерии ускоряют процессы окисления. Преимущественная роль в бактериальном окислении сульфидов принадлежит тионовым бактериям.

Что касается углекислотного выветривания, то первоначально оно осуществлялось углекислотой магматического происхождения, которой была богата первобытная атмосфера. После того как содержание двуокиси углерода в атмосфере упало до современного (0,032 %), основную роль в выветривании стала играть двуокись углерода биохимического происхождения, т. е. вырабатываемая бактериальным населением коры выветривания и почвенного покрова. Грандиозный процесс химического выветривания суши стал, таким образом, зависимым от жизнедеятельности наземных организмов.

Ведущее значение в биологическом выветривании имеет растительность. В девонский период растительность распространилась на материки, что впервые обусловило формирование гидрографической сети. Начался интенсивный вынос континентальных солей в океан и более ускоренное преобразование химического состава океанических вод. Можно без преувеличения заявить, что с момента полного расцвета жизни на Земле главной движущей силой химической эволюции гидросферы стали живые организмы.

Е. П. Акульшина [3] указывает на эволюцию состава гли-

нистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя, выражающуюся в необратимом уменьшении или увеличении содержания того или иного химического компонента (K, Na, Mg, Fe и др.), а также в увеличении многообразия его минералогических форм. Этапы эволюции состава глинистого вещества совпадают с этапами осадкообразования. Движущей силой необратимой эволюции глинообразования, как и осадкообразования, является изменение содержания углекислого газа и кислорода в атмосфере и гидросфере, развитие органической жизни, а также изменение состава пород, подвергшихся выветриванию. Эти факторы необратимо изменяли физико-химическую обстановку на Земле и вызывали необратимые изменения состава глинистого вещества. Эволюция глинистого вещества не связана с эпигенетическими изменениями.

Почвы — один из ведущих факторов формирования химического состава природных вод [230, 233]. Вполне естественно, что в химической эволюции гидросферы развитию почвенного покрова должна принадлежать особая роль. Однако на вопрос о времени зарождения почв на нашей планете исследователи не дают однозначного ответа. Нам не удалось обнаружить в литературе каких-либо высказываний о характере первобытных почв. По-видимому, эта сложная проблема находится пока вне сферы внимания палеопедологии.

Одни исследователи считают, что почвенный покров существовал уже в археозое (Л. С. Берг), другие же время формирования почв датируют средним палеозоем. Вторую точку зрения считаем более приемлемой. Но поскольку в докембрии уже процветала бактериальная жизнь, то в соответствующей обстановке способны были развиваться почвообразующие процессы. В результате их в пределах морских побережий еще в докембрии могли возникать примитивные почвы, обладавшие, однако, узколокальным распространением. Тем не менее почвенного покрова как такового на суше в докембрии не было. Об этом же свидетельствует и отсутствие растительности на континентах.

Появление в конце силурийского периода наземной растительности сопровождалось закреплением рыхлого материала и образованием типичных почв. Но этот процесс в конце силура и на протяжении девона был, по-видимому, еще слабо выражен, поскольку основная масса растительности того времени была земноводной. Положение коренным образом изменилось в каменноугольный период в результате пышного расцвета наземной растительности. Возникновение лесов сопровождалось одновременно формированием сплошной почвенной оболочки. В нашу эпоху почвенный покров образует на Земле особую биогеохимическую оболочку — педосферу, занимающую площадь 122 445 000 км² [54].

В настоящее время усилия почвоведов направлены на решение сложной задачи определения возраста почв. Сущность

подхода к ее решению заключается в использовании радиоактивного углерода ^{14}C , входящего в состав гумусовых веществ почв. Установлена возможность определения относительного возраста почв, т. е. того времени, какое необходимо для полного круговорота углерода в «зрелой почве» (для воспроизводства ее гумуса). Абсолютный возраст почвы может быть определен по возрасту остаточного гумуса. Согласно И. П. Герасимову [82], относительный возраст различных почв колеблется от десятков и сотен до одной или нескольких тысяч лет (в возрастающем ряду: тропические лесные почвы — подзолистые почвы — черноземы — почвы сухих степей и пустынь). Абсолютный же возраст тех же почв иногда достигает десятков тысяч лет.

Между сушей и океаном существует солеобмен, в результате которого более подвижные соли сносятся в океан. В. М. Боровский [37] чисто логически заключил, что в прошлом засоленные почвы были распространены шире, чем теперь, и среди них чаще встречался более вредный хлоридный тип соленакопления. Вследствие постепенного освобождения суши от вредных солей и их средоточения в море эдафические условия на суше в целом в течение геологического времени постепенно улучшались, а в море ухудшались. В понятие «улучшение почв» в течение геологического времени Боровский вкладывает представление об освобождении почв от вредных веществ и постепенном обогащении их некоторыми элементами и соединениями, вовлекаемыми в биологический круговорот, по мере усложнения организмов в процессе их эволюционного развития.

С нашей точки зрения, улучшение эдафических условий на континентах никак не может повлечь за собой ухудшение этих условий в океанах и морях. Существенное влияние на состав океанических вод материковый сток был способен оказывать начиная со среднего палеозоя. Но уже тогда вследствие развития окислительных процессов континентальные воды содержали относительно больше сульфатов и гидрокарбонатов, чем океанические. Поэтому влияние материкового стока во всех отношениях улучшало условия обитания живых организмов в морях и океанах.

Глава 6

Эволюция атмосферы как фактор химической эволюции гидросферы

Химический состав древней гидросферы и, в частности, первобытного океана прежде всего зависел от того, какие газы были растворены в водах, т. е. от состава древней атмосферы.

Среди компонентов, слагающих атмосферу, выделяют компоненты исходные, появление которых было обусловлено самим процессом формирования Земли, и компоненты производные, возникшие в процессе дальнейшего развития Земли как самостоятельного небесного тела.

Первоначально атмосфера состояла главным образом из простейших соединений водорода — наиболее обильного элемента в космосе. Больше всего было молекул H_2 , H_2O , NH_3 и CH_4 . Кроме того, первичная атмосфера должна была быть богата инертными газами, прежде всего гелием и неона. Гипотеза о таком составе изначальной атмосферы обосновывается происхождением самой планеты из первичного газопылевого облака, химический состав которого аналогичен химическому составу Солнца и звезд.

Изначальный водородный состав атмосферы был утрачен Землей в догеологическую стадию ее развития. В дальнейшем на самых ранних этапах геологической истории формирование атмосферы, так же как и гидросферы, шло в результате дегазации мантии. Состав атмосферы изменялся быстрее, чем гидросферы. Последняя следовала в своем развитии за атмосферой. Из недр Земли поступали в атмосферу HCl , HF , H_2O , BH_3 и $S(H_2S)$. Позднее атмосфера обогатилась CO_2 , и этот компонент был преобладающим в составе докембрийской, а возможно, и раннепалеозойской атмосферы. Древняя атмосфера не содержала кислорода и была восстановительной. Поэтому первобытный океан не содержал сульфатов.

Большинство ученых считают главными компонентами вторичной, или собственной, атмосферы, нашей планеты H_2 , CO_2 , N_2 , N_2S , в меньшей степени CH_4 , NH_3 (Конференция по происхождению жизни на Земле. Москва, 1975 г.). Предполагалось, что без учета паров воды основными компонентами вторичной атмосферы Земли были CO_2 (около 91 %) и N_2 (около 6,4 %). В новой атмосфере, быстро разросшейся под влиянием радиохимических и вулканических процессов, стала преобладать углекислота с парами воды. Такая атмосфера, вероятно, хорошо удерживала тепло геохимических реакций. Огромная мощность и обилие паров воды делали ее малопроницаемой для солнечных и отчасти космических лучей.

Как постулирует Н. М. Страхов [283], в начальной стадии развития Земли температура ее поверхности в процессе зонной плавки могла подниматься выше $100^\circ C$, хотя литосфера никогда не была расплавленной. Поэтому поступающие на поверхность вулканические эффузии могли существовать только в газовой фазе и разделении на гидросферу и атмосферу еще не было. По оценке В. М. Силицына [266], атмосферное давление в те отдаленные времена вследствие повышенного содержания CO_2 составляло $5,06 \cdot 10^5$ — $8,10 \cdot 10^5$ Па при температуре поверхности около $150^\circ C$. Разделение гидросферы и атмосферы произошло

лишь после того, как температура газовой смеси понизилась до значения менее 100°C .

Двуокисно-углеродный состав характерен для современной атмосферы Венеры. Высказывается предположение, что современная атмосфера Венеры имеет до некоторой степени сходные черты с ранней атмосферой Земли. Это может дать ключ к разгадке состава первичной атмосферы нашей планеты. Такого рода сопоставление произведено Каттерфельдом и Бенешем [142].

Согласно данным, главной составляющей венерианской атмосферы является углекислый газ (97 %). Присутствуют также азот ($<0,02\%$), кислород ($<0,001\%$) и в еще меньших количествах другие газы. По данным М. Марова («Известия», 23 октября 1975 г.), температура у поверхности Венеры составляет около 500°C , давление почти $101 \cdot 10^5$ Па, атмосфера состоит преимущественно из углекислого газа, водяного пара очень мало. Согласно оценкам, двуокиси углерода на Венере примерно столько же, сколько на Земле. Только на Земле основная масса углекислоты связана в осадочных породах и растворена в воде Мирового океана, а на Венере она находится в атмосфере. Весьма загадочно отсутствие воды. На поверхности Венеры жидкой воды нет, так как температура там примерно на 150°C выше температуры конденсации водяного пара при давлении около $101 \cdot 10^5$ Па. Как пишет Маров, существовавшие ранее представления о водноледяной природе облачного слоя Венеры не подтверждаются всей совокупностью данных космических и наземных наблюдений. В числе наиболее вероятных составляющих, удовлетворяющих этим данным, сейчас называется концентрированный (порядка 70—80 %) раствор серной кислоты, возможно, с небольшими примесями плавиковой и соляной кислот.

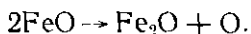
Не менее трудную загадку представляет вопрос о происхождении двуокисно-углеродного состава атмосферы Венеры. Так как на этой планете по существу нет воды, нельзя объяснить указанный состав течением каких-либо химических реакций. Можно думать, что наши гипотетические представления о первоначальном составе атмосферы Земли либо неверны, либо же атмосферы этих двух соседних планет были изначально непохожими.

Трансформация атмосферы Земли происходила под влиянием фотосинтеза, солнечной радиации и других экзогенных факторов.

Остановимся кратко на оригинальных высказываниях О. Г. Сорохтина [277], которым кардинальные вопросы развития литосферы и атмосферы трактуются существенно иным образом. Этот автор попытался создать единую концепцию планетарной эволюции Земли. Изложенные им новые идеи подкрепляются расчетами, основанными на применении аппарата

математической физики. О. Г. Сорохтин исходит из предпосылки первичной однородности Земли. В качестве основного механизма, определяющего развитие нашей планеты, он рассматривает процесс гравитационной дифференциации вещества мантии на поверхности ядра, приводящий к росту ядра и возникновению конвективных движений в силикатной оболочке Земли. С этими движениями связывается также тектоническая и магматическая активность литосферных плит.

Происхождение атмосферы и гидросферы Сорохтин, как и другие исследователи, связывает с дегазацией мантии Земли, но этот процесс, по его расчетам, в начале геологической истории планеты был значительно более вялым, чем это предполагалось ранее. Кроме того, в рассматриваемой концепции резко снижена роль биогенного фактора в эволюции атмосферы. Совершенно по-другому трактуется генезис кислорода в земной атмосфере. Кислород, по мнению Сорохтина, образовался в результате перестройки окислов железа при высоком давлении по реакции



Однако первоначально кислород не мог накапливаться в атмосфере в больших количествах, так как он постоянно расходовался на окисление растворенного в океанической воде двухвалентного железа до трехвалентной окиси $\text{FeO}(\text{OH})$. Поэтому в архее и раннем протерозое парциальное давление кислорода было очень низким. Но по мере эволюции химического состава мантии и уменьшения в ней концентрации свободного железа и углерода содержание кислорода в атмосфере должно было постепенно увеличиваться. Количественная оценка этого процесса отсутствует.

Как пишет Сорохтин, накопление кислорода в атмосфере объясняли биологическими процессами по традиции и только потому, что другой столь же эффективный механизм просто неизвестен [277]. Значительно более мощный механизм генерации кислорода действует в глубинах самой Земли. Он связан с перестройкой стехиометрии окислов железа при высоком давлении и приводится в действие процессом плотностной дифференциации вещества мантии на поверхности земного ядра. Иначе говоря, кислород в атмосфере Земли в основном имеет абиогенное происхождение и связан с распадом окислов железа в глубинах нижней мантии.

Вряд ли натуралист серьезно воспримет такое объяснение.

Если даже кислород продуцируется в недрах по указанной выше схеме, то он тут же перейдет в связанное состояние. Глубинные газы, выходящие на дневную поверхность, не содержат кислорода. Весьма редкие исключения из этого правила рассматриваются как аномалии. Огромные массы кислородсодержащих поверхностных вод, инфильтруясь в земную кору,

полностью лишаются этого газа ввиду неустойчивости его в недрах Земли.

Сколько времени на Земле существовала практически бескислородная атмосфера? По этому вопросу высказываются диаметрально противоположные суждения.

Руби [254] допускает накопление кислорода в атмосфере Земли с самого начала ее образования вследствие диссоциации водяного пара. Действительно, свободный кислород образуется абиогенным путем в результате фотохимических реакций разложения водяного пара в верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетовых лучей. Таким путем, по-видимому, впервые появился свободный кислород в первобытной атмосфере. Количество его не могло быть значительным, так как он быстро поглощался водами океана и быстро расходовался как активный окислитель.

Н. П. Семененко [261] склоняется к мысли, что уже на самых ранних этапах докембрия в составе атмосфер имелся свободный кислород. Об этом свидетельствует наличие окисных железистых пород в древнейших образованиях украинского докембрия, возраст которых превышает 3500 млн. лет. А. И. Тугаринов [298] относит появление свободного кислорода в атмосфере к переломному моменту в жизни Земли — началу нижнего протерозоя.

Присутствие метана предполагается в самой древней атмосфере Земли. Однако в газовой фазе включений архейских пород он не обнаружен. В газовой фазе включений кремнистых пород раннеархейского возраста совместно с сероводородом и «кислыми газами» аммиак составляет в среднем 35 %. Во включениях раннекембрийских пород его меньше, а в более молодых он не обнаружен. Судя по составу реликтовых газов в кремнистых породах, происходило постепенное накопление азота — от нескольких процентов в архее до 75 % в мезозое [133].

Одним из важнейших показателей перехода восстановительных условий в окислительные является поведение железа в морской воде. Окисление железа привело к массовому выпадению из водной взвеси гидратов окиси железа $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{FeO}(\text{OH})$ в комплексе с $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ и органическим веществом. Эти осадки преобразовались затем в многочисленные железистые кварциты нижнего протерозоя — джеспиллиты [190].

По мнению американского палеоклиматолога Феиербриджа [310], первичная атмосфера представляла собой хорошо выраженную восстановительную среду, о чем говорят находки невыветрелых пиритов, урановой смолки (UO_2) и других окисляющихся минералов в гальках конгломератов нижнего докембрия. Высказывается предположение, что свободный водород первичной атмосферы выносился из гравитационного поля Земли, вследствие чего метан и аммиак становились в отсутствие водорода

неустойчивыми и разлагались с образованием CO_2 и N_2 . Атмосфера обогащалась двуокисью углерода. Постепенно шло образование свободного кислорода, значительное количество которого уходило на реакции окисления. Однако содержание кислорода было значительно ниже современного даже в конце докембрия. Вследствие все еще низкого давления водяного пара отсутствовал верхний атмосферный экран, который мог бы препятствовать проникновению ультрафиолетового излучения.

Квинринг [348] полагает, что атмосфера с резким преобладанием CO_2 сохранилась даже в раннем палеозое, хотя в среднем кембрии началось развитие в сторону кислородной атмосферы. Деятельность растений освобождала кислород, часть которого поступала в атмосферу, и вместе с азотом и водяными парами образовался слой, первоначально располагавшийся над углекислым слоем.

По данным В. М. Силицына [267], в девоне, карбоне и перми содержание CO_2 могло быть в десятки и даже сотни раз больше современного. Повышенное содержание CO_2 в атмосфере вызывает усиление парникового эффекта, увеличение температуры и засушливости. С течением времени количество CO_2 в атмосфере постепенно уменьшалось, и в конечном счете сформировалась кислородно-азотная атмосфера.

Определение содержания CO_2 в газовой фазе включений архейских кремнистых пород показывает, что он составляет в среднем около 61 % всех газов включений. Отсюда следует вывод, что в архее он был одним из распространенных газов, растворенных в архейских морских водах [133].

Л. Ш. Давиташвили [94] утверждает, что в протерозое морские воды и атмосфера были в общем довольно богаты кислородом, поскольку существовала чрезвычайно обильная морская флора водорослей — автотрофных организмов, производивших фотосинтез. Беркнер и Маршалл [340] полагают, что только к верхнему триасу, т. е. около 200 млн. лет назад, масса атмосферы достигла современного состояния и пришла в динамическое равновесие. Такая точка зрения является крайней.

Приведем и противоположные высказывания. Л. С. Берг [26] и В. И. Вернадский [57] относят время установления равновесия атмосферы к самому раннему периоду развития нашей планеты. В. И. Вернадский полагал, что «в пределах геологических эпох состав воздуха был неизменен; он был в общих чертах тем, каким мы наблюдаем его ныне» [57, с. 448]. К. К. Марков [182] установление стабильного состава атмосферы относит к началу палеозоя.

По мнению Н. М. Страхова, «установленные сейчас факты первичного накопления гидроокисного железа в пелагической зоне протерозойских морей с несомненностью доказывают, что уже в те отдаленные времена (около 2,0—2,8 млрд. лет назад) кислородный потенциал на поверхности Земли был достаточно

высок для того, чтобы сделать возможной миграцию и осаждение железа в гидроокисной форме» [285, с. 464].

В составе железистых пород раннего докембрия (возраст более 3,1 млрд. лет) Южной Африки резко преобладает окисное железо (Fe_2O_3), «формирование которого немислимо без ощутимого кислородного потенциала в среде отложения» [70, с. 66].

Ю. П. Казанский [133] выделяет четыре типа древних атмосфер в истории Земли: 1) азотно-аммиачно-углекислый (архей); 2) кислородно-азотно-аммиачно-углекислый (архей — ранний протерозой); 3) кислородно-углекисло-азотный (средний протерозой — ранний палеозой) и углекисло-кислородно-азотный (начиная с девона). Основным реагентом, разрушающим аммиак, явился кислород. В конце раннего протерозоя аммиак исчез из атмосферы. В дальнейшем процесс накопления кислорода в атмосфере шел быстро, и уже в среднем протерозое его объемное количество могло соответствовать 20—40 % содержания в современной атмосфере. Начиная с девона атмосфера приобретает современный вид.

Таким образом, по мнению современных авторов, появление кислорода в атмосфере относится к раннему докембрию. Свободный кислород образовался на Земле примерно 2—3 млрд. лет назад.

Любопытно отметить, что лишний кислород становится ядовитым. Содержание углекислого газа может изменяться в довольно широких пределах без проявления патологического эффекта. В то же время колебание содержания кислорода допустимо в весьма узком диапазоне. Не только удвоенное, но даже более или менее существенное повышение против нормы содержания кислорода в воздухе может привести к гибели почти всей флоры и фауны [95, 96].

Общее содержание кислорода в современной атмосфере $2,8 \cdot 10^{14}$ т, между тем все растения земного шара в процессе фотосинтеза за год выделяют $1,2 \cdot 10^{11}$ т кислорода. Таким образом, весь запас кислорода атмосферы Земли мог бы образоваться всего за 2—3 тыс. лет, если бы он не расходовался на разнообразные окислительные процессы химического и биологического порядка [72]. Имеются ли другие пути образования кислорода? Исследователями установлено, что кислород может зарождаться в подземной гидросфере вследствие радиолиза воды под действием ионизирующих излучений при распаде радиоактивных элементов земной коры. Разложение воды α -частицами ведет к образованию перекиси водорода, водорода и кислорода. По данным Г. К. Гущало [91], содержание кислорода в подземных хлоркальциевых рассолах палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины на глубине 1200—2300 м изменяется от сотых—десятых процента до 10—18 % относительно объема газа; содержание же радия в рассолах изменяется от $1,0 \cdot 10^{-10}$

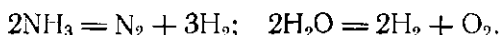
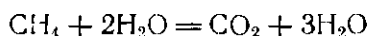
до $5,0 \cdot 10^{-9}$ г/дм³. Как полагает Гуцало, в геологическом масштабе времени процессы радиолиза воды должны играть большую роль в генерации свободного кислорода в земной коре. Основная масса этого кислорода, по-видимому, расходуется на окисление органического вещества.

О. А. Алекин [5] в преобразовании химического состава атмосферы главную роль отводит следующим факторам.

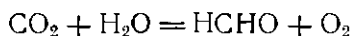
1. Дегазация мантии, при которой из недр Земли в атмосферу поступали газы HCl, NF, NH₃, H₂O и S(H₂S). Позднее, когда в атмосфере появился кислород, выделялись SO₂ и CO₂.

2. Диссипация газов, т. е. процесс потери газа из атмосферы в космическое пространство. Этот процесс особенно существен для легких газов, поэтому наиболее легко из атмосферы теряется водород.

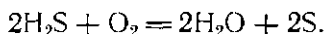
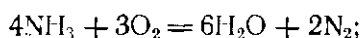
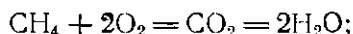
3. Фотохимические реакции разложения молекул газов, происходящие под влиянием космического излучения в самых верхних слоях атмосферы. При отсутствии в древней атмосфере кислорода, а следовательно и озона, проникаемость атмосферы для коротковолновой части спектра была значительно выше:



4. Фотосинтетическая деятельность организмов, в результате которой выделялся кислород и связывался углерод в двуокись углерода:



5. Окисление газов по следующим реакциям:



В результате действия перечисленных процессов атмосфера постепенно обогащалась азотом, двуокисью углерода, водородом и кислородом. Из них наиболее устойчивым был азот. Четвертый фактор стал функционировать после образования биосферы, что интенсифицировало влияние на состав атмосферы пятого фактора.

Интересно отметить, что азот не обнаружен в значительных количествах в составе других планет, и поэтому земную атмосферу можно считать уникальной в этом отношении.

Сейчас не подлежит сомнению, что подавляющая масса молекулярного кислорода современной земной атмосферы образовалась биогенным путем в процессе фотосинтеза лишь после возникновения жизни на Земле. Свободный кислород Вернадский назвал самым могучим химическим деятелем на Земле.

Хори [328] предполагает, что в процессе зарождения и ранней эволюции жизни фотосинтез возник на сравнительно позднем этапе. Однако при последующем развитии он явился первым шагом на пути организации живой материи, превращения мелких неорганических молекул в крупные органические.

Создается впечатление, что эволюция атмосферы заключается не в увеличении разнообразия газового состава, а в изменении ее в сторону, благоприятную для обитания высших организмов. Необходимым условием зарождения и размножения высоко развитых животных организмов является соответствующая концентрация кислорода в атмосфере.

Другим важным фактором существования жизни на Земле является присутствие в атмосфере и гидросфере двуокиси углерода, которая выносится из глубинных очагов на поверхность Земли. А. Б. Ронов [253] установил тесную взаимосвязь между накоплением органического и неорганического углерода. Как органическое вещество, так и карбонатные породы являются двумя производными единого процесса выноса на поверхность глубинной углекислоты. Механизм периодического изменения массы карбонатных осадков непосредственно регулировался колебаниями массы глубинной углекислоты. Преобладающая часть глубинной углекислоты непосредственно захоронялась в карбонатных толщах осадочной оболочки и сохранялась в них неопределенно долго, в течение геологических периодов, эр и даже эонов.

На эволюцию гидросферы оказывали влияние климатические условия, резко изменяющиеся в ходе геологической истории. Интенсивность процессов выветривания горных пород и характер миграции химических элементов в значительной мере определяются количеством тепла, температурой воздуха и количеством осадков, характерных для данной местности.

Состав атмосферы — один из важных факторов формирования климатов Земли. Так, уменьшение содержания углекислоты в атмосфере в 2 раза может вызвать понижение температуры в умеренных широтах на 4—5°C. Увеличение же углекислоты в 2—3 раза повысило бы температуру в приполярных областях на 8—9°C [35]. Углекислый газ обладает специфическим свойством: он прозрачен для большей части солнечного спектра, кроме инфракрасной. В этом отношении углекислый газ подобен стеклу, который пропускает видимый свет, но отражает инфракрасный. Подобно стеклу, углекислый газ атмосферы регулирует температуру земной поверхности как гигантский энергетический клапан. Солнечная энергия видимой части спектра легко проходит через него; достигая поверхности Земли, большая часть энергии превращается в тепло, но испускаемое нагретой земной поверхностью инфракрасное излучение задерживается в атмосферном «парнике», поглощаясь углекислым газом. Поэтому чем больше его содержание в атмосфере, тем большая

часть солнечной радиации усваивается Землей в виде тепла («оранжерейный эффект»).

Как полагают большинство исследователей, древняя атмосфера изобиловала двуокисью углерода. Но если исходить из прямой зависимости оранжерейного эффекта от содержания двуокиси углерода в атмосфере, то можно прийти к парадоксальному выводу: температура не только в архее, но и значительно позднее, до нижнего палеозоя включительно, должна была превосходить температуру кипения воды. Указанное несоответствие объясняют разными причинами [54]:

1) увеличение среднегодовой температуры с возрастанием содержания двуокиси углерода, по-видимому, идет не пропорционально и не беспредельно;

2) плотность атмосферы в археозое была значительно ниже современной, поэтому абсолютное содержание двуокиси углерода в атмосфере могло быть незначительным.

Были предложены и другие объяснения.

Тем не менее по мере изменения состава атмосферы среднегодовая температура поверхности Земли должна была существенно изменяться. В архее она значительно превышала современную. Возможно, более высокая температура была в течение большей части раннего палеозоя. Считают также, что климат в архее не мог быть однородным. Существовали засушливые и влажные районы, в архейских образованиях обнаружены ангидрит и гипс.

А. А. Борисов [35] называет четыре рода причин, вызывающих изменения климата, с которыми так или иначе связаны оледенения: космические, астрономические, физические, геологические. Увеличение количества солнечного излучения имеет следствием повышение температуры, усиление ветров, общей циркуляции, увеличение облачности и количества осадков на всем земном шаре. К астрономическим причинам относится наклон эклиптики, от которого зависит прогрев полярных и тропических широт. К физическим причинам принадлежат колебания содержания углекислоты в атмосфере.

Данные климатологии убеждают в том, что изменение поступления солнечной радиации, обусловленное нестабильностью прозрачности атмосферы, оказывает существенное влияние на климатические условия и, по-видимому, является основной причиной современных изменений климата. Например, увеличение радиации в конце XIX в. явилось результатом очищения атмосферы от вулканической пыли после извержения Кракатау. Последовавшее за этим уменьшение радиации явилось результатом произошедшего в начале XX в. извержения вулкана Мон-Пеле и др. [43]. Наряду с влиянием нестабильности прозрачности атмосферы изменения климата и его отдельных элементов зависят также от автоколебательных процессов в атмосфере и гидросфере.

На климатические условия в минувшие геологические периоды особое влияние оказывала вулканическая деятельность. Климатоформирующим фактором в прошлом были также горообразовательные движения. На самых ранних этапах геологической истории земли на изменение климата могли оказывать влияние и другие факторы. Происхождение аридности связывается с тектоническими процессами и формированием антиклинических областей.

Сложной проблеме влияния атмосферной углекислоты на климат и жизнь специальную брошюру посвятил М. И. Будыко [44]. Как он пишет, имеющиеся геохимические данные говорят о преобладании тенденции к уменьшению концентрации углекислоты в атмосфере в течение последних этапов геологической истории. В палеозое и мезозое концентрация углекислоты постепенно уменьшалась главным образом в результате расхода углекислого газа на формирование карбонатных пород. В эпохи повышенной вулканической активности количество углекислоты в атмосфере несколько возрастало.

Оценки концентрации атмосферной углекислоты в различных геологических периоды имеют очень приближенный характер. Высказано, в частности, предположение, что концентрация углекислого газа в пермском периоде составляла 7,5 % [345]. Исходя из этой оценки Будыко считает, что в мезозое и кайнозое средняя скорость убывания концентрации углекислоты составляла около 0,04 % за миллион лет.

Масса автотрофных растений существенно зависит от концентрации углекислоты, причем в ряде случаев эта зависимость имеет характер прямой пропорциональности. Такое положение в основном относится к случаям, когда водный режим, минеральное питание и другие факторы не находятся «в минимуме», т. е. не ограничивают существенно фотосинтез. Следовательно, в геологическом прошлом, когда концентрация углекислоты в воздухе была значительно больше современной, масса растительного покрова на суше превосходила ее современное значение. Процесс уменьшения содержания углекислоты в атмосфере и гидросфере, по-видимому, сопровождался уменьшением массы автотрофных растений и, стало быть, всей массы живых организмов на нашей планете.

В связи с этим Будыко ставит вопрос: когда при указанной скорости уменьшения количества углекислоты в атмосфере (0,04 % в миллион лет) наступят катастрофические изменения климата и условий обитания организмов? Он установил, что наиболее заметное влияние на климат проявляется в сравнительно узком интервале концентрации углекислоты в атмосфере — от 0,015 до 0,042 %. В этом диапазоне даже небольшие колебания количества углекислоты могут вызывать громадные изменения термического режима. Автор рисует следующую картину возможной эволюции биосферы. Продолжающееся

уменьшение концентрации углекислоты будет сопровождаться постепенным уменьшением продуктивности автотрофных растений и уменьшением общей массы живых организмов. Одновременно с этим будет постепенно расширяться зона полярных оледенений, которые при наступлении ледниковых эпох перемещаются в более низкие широты.

Согласно данным палеоклиматологии [43], на протяжении последних нескольких сотен миллионов лет преобладали климатические условия, резко отличавшиеся от современных. В течение этого времени (за исключением четвертичного периода) разность температуры между низкими и высокими широтами была сравнительно невелика. При этом температура в тропических широтах была близка к современной, а в умеренных и высоких широтах — гораздо выше наблюдаемой в наше время. В начале палеогена возник контраст температуры на экваторе и полюсах, который очень медленно нарастал, и до начала четвертичного периода (1 млн. лет назад) разность температуры в высоких и низких широтах была все еще гораздо меньше существующей сейчас разности.

В четвертичный период температуры в высоких широтах резко снизилась, что было связано с возникновением полярных оледенений.

Как показывают материалы палеогеографических исследований [265] в течение мезозойской эры, палеогенового и неогенового периодов климат на всех широтах был сравнительно теплым и полярных оледенений не существовало. На самых ранних этапах геологической истории климатические условия характеризовались крайним однообразием, стало быть, эволюция климатов была направлена в сторону увеличения их разнообразия. В начале кайнозойского периода впервые на Земле сформировалась климатическая зональность. Наибольшего разнообразия климатические условия достигли на земном шаре в переживаемую нами эпоху.

Особое воздействие на климат и гидросферу оказывали феноменальные явления в геологической истории Земли — крупные материковые оледенения. Возникающие при этом грандиозные ледниковые щиты, естественно, являлись мощными природными холодильниками, которые коренным образом изменяли климат внеледниковых пространств. Над ледниковыми массивами образовывались антициклоны, существенно изменяющие атмосферную циркуляцию. Оледенения оказывали наибольшее влияние на растительность и животный мир перигляциальной зоны, т. е. зоны, непосредственно прилегающей к леднику.

В настоящее время значительные участки нашей планеты покрыты ледниками, общая площадь которых более 16,0 млн. км². Это составляет около 11 % площади всей суши. И несмотря на такое широкое развитие ледникового покрова современный этап характеризуется как межледниковый.

В отношении количества оледенений в истории Земли нет единого мнения. Даже на вопрос, сколько было материковых оледенений на территории нашей страны в четвертичный период, не дано точного ответа. Все же можно считать установленным, что в истории Земли имели место три эпохи Великих оледенений: вендская, верхнекаменноугольная и антропогенная. Вендская эпоха относится к докембрию, поскольку абсолютный возраст вендских отложений заключен в пределах 570—680 млн. лет. Имеются, правда, указания на наличие еще одного крупного оледенения в ордовике, но сведения о нем противоречивы и недостаточно точны.

Названные эпохи Великих оледенений отделены друг от друга интервалами времени примерно в 300 млн. лет. Каждая ледниковая эпоха совпадает со временем значительной активизации движений земной коры, выражающей в складкообразовании и горообразовании. В такие периоды море отступает и возникают обширные массивы суши. По прошествии известного промежутка времени за оледенением следовали глубокие преобразования в составе органического мира.

Великое вендское оледенение сказалось в особенности на эволюции органического мира. Вслед за ним наступил резкий перелом в развитии фауны, связанный с появлением скелетных организмов. В морях в массовом количестве расселяются брахиоподы и гастроподы, несущие фосфатную и известковую раковину. За Великим оледенением Гондваны в конце каменноугольного периода также последовали разительные изменения в составе флоры и фауны на границе палеозоя и мезозоя. Огромные материки, возникшие за это время, заселились земноводными и пресмыкающимися, которые затем приобрели господствующее значение.

М. И. Будыко высказано предположение, что в отличие от пермокарбонного и других древних оледенений четвертичные оледенения не являются временными эпизодами в эволюции Земли. Они должны закончиться полным оледенением нашей планеты. Человек появился в последние моменты эволюции биосферы. Однако последние десятилетия в результате сжигания различных видов топлива концентрация углекислоты в атмосфере увеличилась на 0,003 %. Это обстоятельство, по мнению Будыко, имеет серьезное значение для предотвращения дальнейшего развития оледенения.

Общая теория о причинах оледенения Земли до сих пор не создана. Имеются две основные группы гипотез. Сторонники первой из них пытаются объяснить возникновение оледенений космическими причинами, а именно периодическими изменениями солнечной активности, изменением элементов земной орбиты и наклона ее оси, существованием вблизи Солнца системы туманности. Сторонники второй группы гипотез рассматривают оледенение как результат воздействия только земных факторов,

связанных с общим ходом истории земной коры, например горообразовательных процессов, колебаний содержания углекислоты в атмосфере и т. п.

Крупные оледенения оказывают воздействие на уровень Мирового океана, его соленость. Изъятие огромных масс воды из влагооборота, переход ее в твердую фазу, сопровождается понижением уровня океана и некоторым повышением его солености. В последний ледниковый период уровень океана был на 80—100 м ниже современного.

Кроме того, крупные оледенения вызывают похолодания и аридизацию климата. Они также сопровождаются изменением режима подземных вод в районах, покрываемых ледниками. Наступление ледника сопровождается прогибанием суши вследствие нагрузки от ледника и понижением уровня моря, а отступление ледника — снятием нагрузки, поднятием суши и повышением уровня моря. Отсюда можно сделать следующие выводы об изменении режима подземных вод. При оледенении в результате повышения пластового давления в подземных водоносных горизонтах и снижении базиса эрозии увеличиваются напорные градиенты и усиливается циркуляция подземных вод. В процессе оттаивания ледникового покрова напорные градиенты падают, кривые пьезометрических уровней выполаживаются, что сопровождается замиранием подземного стока. Наблюдаемые в настоящее время отрицательные гидродинамические аномалии в областях, недавно покрывшихся ледником, возможно удастся объяснить, если принять за основу только что высказанную концепцию.

Глава 7

Эволюция биосферы как фактор химической эволюции гидросферы

Эволюция биосферы — это история развития всего живого, зародившегося на Земле более 3 млрд. лет назад и достигшего к настоящему времени всего того обилия и разнообразия, которое мы постоянно наблюдаем [125].

С появлением жизни на Земле одним из важных факторов формирования гидросферы сделался фактор биологический, значение которого со временем все возрастало. Между средой и организмами существует определенная взаимосвязь, но пока нет единого мнения о характере этой взаимосвязи. Высказываются две противоположные точки зрения. Согласно одной из них, организм и среда в своем развитии едины, смена фаун и

флор, а стало быть, и их эволюция точно следует за изменением среды и всецело определяется ею. Этапность в развитии органического и неорганического мира идет согласованно, и потому главные рубежи в развитии земной коры и эволюция животных и растений во времени совпадают. Таким образом, ведущая роль в эволюции принадлежит среде, а не организмам. Выдвигаются гипотезы, объясняющие перевороты в развитии жизни крупными геологическими явлениями, эпохами усиленного горообразования, интенсивного вулканизма, регрессиями и трансгрессиями морей и даже космическими причинами. Однако эти взгляды не разделяются эволюционистами дарвинской школы в биологии.

Сторонники другой точки зрения исходят из положения Ламарка о том, что эволюция органического мира есть следствие собственной нарастающей сложности и одновременно результат влияния внешней среды, т. е. условий его обитания. Среди этих условий различают, с одной стороны, экологические факторы, с другой — внутренние факторы, детерминированные предшествующей историей организма [333].

Стало быть, направленность эволюционного процесса оказывается результатом проявления именно совместного, единого по своему значению действия внешних и внутренних факторов — условий среды и самого организма. В этом заключается сущность современной синтетической теории. Одним из основных доказательств в пользу необратимости эволюции служит закон Долло (1896 г.): «Организм не может даже частично вернуться в состояние предков, если он и окажется в аналогичных условиях» [125, с. 53].

Несомненно, между эволюцией гидросферы и развитием в ней живых организмов имеется некая корреляция, но значения коэффициентов этой корреляции нам пока неизвестны.

Палеонтологическими исследованиями установлено, что в ходе длительной эволюции наряду со сравнительно медленными изменениями животного мира имели место неоднократные резкие смены фаун. Их обычно называют критическими эпохами в геологической истории. По расчетам Ф. Ф. Давитая [96], периоды, переходные от одних устойчивых систем жизни к другим, принципиально новым, колебались от $<1\%$ до нескольких процентов общей продолжительности разделяемых ими интервалов времени.

Критических эпох было несколько, и они были вызваны разными причинами. Граница криптозоя с фанерозоем (около 570 млн. лет назад) выделяется не только сменой типов и групп морских беспозвоночных, но и тем, что впервые у организмов стал формироваться карбонатный, хитиновый или фосфатный скелет. Согласно Беркнеру и Маршаллу [339, 340], а также Руттену [255], где-то примерно на границе криптозоя и фанерозоя концентрация свободного кислорода в атмосфере Земли

достигла так называемой точки Пастера (около 0,01 % современного содержания), что придало ему роль главного биохимического фактора. Поэтому с начала полеозоя в осадочных пластах земной коры постоянно встречаются остатки скелетообразующих организмов. Б. С. Соколов [275] считает, что точка Пастера была достигнута еще раньше и это повлекло за собой появление многоклеточных организмов. По Ю. П. Казанскому [132], точка Пастера была достигнута где-то на рубеже раннего и среднего протерозоя.

Другая, менее резко выраженная катастрофа, по мнению Беркнера и Маршалла, тоже сопряженная с увеличением количества кислорода в атмосфере (достигла 0,1 современной концентрации), произошла около 400 млн. лет назад, в конце силура. К этому времени вокруг Земли образовался защитный озоновый экран, который предохранил ее поверхность от губительного воздействия ультрафиолетового излучения. На границе палеозоя и мезозоя (220—240 млн. лет назад) наблюдалось очень сильное обновление животного мира, и, наконец, на границе мезозоя и кайнозоя (60—70 млн. лет назад) отмечалось катастрофическое вымирание одних типов организмов и появление других. Две последние катастрофы не связаны с изменением концентрации кислорода в атмосфере. А. Б. Ивановский называет космическую гипотезу Шиндевольфа, согласно которой массовая гибель организмов вызвана воздействием сильной космической радиации («космические лучи»).

Вымирание живых организмов за короткий в геологическом смысле интервал времени трудно объяснить борьбой за существование в неизменных внешних условиях. Так, например, большинство отрядов и подотрядов рептилий и амфибий исчезли в течение трех критических эпох геологической истории — в конце пермского, триасового и мелового периодов. Как отмечают палеонтологи, млекопитающие заняли экологические ниши мезозойской эры не в ходе конкуренции с этими рептилиями, а лишь после их вымирания, когда соответствующие ниши освободились. Причина вымирания органических форм и их групп — одна из проблем, вызывающих особый интерес у биологов и геологов. Она имеет первостепенное значение для теории эволюции. По поводу этой проблемы высказано несколько гипотез, к числу которых относятся гипотезы «внутренних» причин, объясняющие вымирание целых групп животных и растений филогенетическим старением, и гипотезы, защищающие идею насильственной смерти групп организмов. Все эти гипотезы критически рассмотрены в монографии Л. Ш. Давиташвили [93].

Рассмотрим только те гипотезы, которые имеют непосредственное отношение к нашей теме. В 1956 г. Бойрлен выдвинул своеобразную гипотезу о причине вымирания морских животных на границе перми и триаса [93]. Он утверждает, что эта внезапная смена в составе фауны Мирового океана была связана

с колебаниями солености океанической воды. По мнению Бойр-лена, в указанное время нормальная соленость 35‰ уменьшилась не менее чем на 5‰, т. е. до 29—30‰, а может быть, и до более низких пределов. Такое уменьшение солености было, несомненно, чувствительно для большинства организмов морского биоса.

М. Ш. Давиташвили указывает на две ошибки в изложенной концепции: 1) недоказан катастрофический характер смены двух фаун на границе двух эр и 2) незначительное изменение солености не могло вызвать внезапную гибель организмов, поскольку они могли приспособиться к изменению солености, совершающейся очень медленно.

Согласно другой гипотезе, вымирание организмов было вызвано чрезмерным количеством или недостатком микроэлементов. По отношению к морскому бентосу такими микроэлементами могли быть медь и кобальт. Избыток микроэлементов периодически создается вследствие вулканических извержений. Предполагается, что на протяжении геологической истории совершались значительные колебания содержания микроэлементов в водах и почвах, что сопровождалось гибелью организмов.

Кроме того, в ходе эволюции усложнялись формы обмена животного вещества с костным субстратом и, по-видимому, менялась роль микроэлементов в жизненных процессах. В древних сине-зеленых водорослях роль катализатора в реакциях фотосинтеза играло железо; с конца рифея эти функции приняли на себя медь, а в бурых водорослях, переживавших в середине палеозоя на сушу, уже важную роль играл цинк [298].

Некоторые ученые видят причину вымирания организмов в изменениях количественных соотношений газов в земной атмосфере, причем отравляющее воздействие способны оказывать продукты вулканических извержений. Высказывается также идея о решающем влиянии на обитание живых существ на земном шаре колебаний уровня моря. Периоды низкого положения уровня были временами массового вымирания организмов.

Соленость воды, содержание в ней микрокомпонентов, газовый состав атмосферы, колебания уровня моря — все эти важные факторы определяют условия обитания живых существ. Изменение их в ту или другую сторону может вызвать угнетение и гибель организмов. Вопрос заключается в том, носили ли эти изменения катастрофический характер, т. е. совершались ли с большой скоростью и охватывали ли огромные территории, что исключало возможность миграции организмов. Пока нет серьезных доказательств, что подобные катастрофические события действительно имели место в истории нашей планеты, и поэтому указанные гипотезы остаются проблематичными.

Процессы засоления внутриконтинентальных морей совершались по-видимому, настолько медленно, что фауна успевала мигрировать в океан, о чем свидетельствует отсутствие морской фауны в пластах солей. Вулканические извержения способны вызвать только локальные изменения в составе морских вод и атмосферы и, следовательно, местную гибель организмов. Колебания уровня морей и океанов, скорее всего, совершаются с геологической медленностью.

М. И. Будыко [43] исследовал сложную проблему значения для биологической эволюции кратковременных, но резких колебаний климата. Подобные колебания обусловлены изменениями солнечной активности. Последние же являются следствием непостоянства прозрачности атмосферы, которая существенно зависит от количества пыли, поступающей в атмосферу после вулканических извержений. Так, согласно расчетам указанного автора, в результате 10 извержений, сравнимых с извержениями Кракатау, в течение 10 лет среднее уменьшение прямой радиации будет не менее 10—20 %. При такой ситуации суммарная радиация уменьшается на 2—3 %, а средняя температура поверхности Земли снижается на 3—5 °С.

Выдающееся по своему масштабу вымирание рептилий и амфибий в конце триаса и еще более грандиозное вымирание рептилий в конце мелового периода как раз имели место в эпохи интенсивного горообразования. В такие эпохи усиления активности вулканизма вероятность одновременного извержения большого числа вулканов была наиболее велика. К тому же, у рептилий и амфибий отсутствует терморегуляция, что делает их особенно чувствительными к температурному режиму.

Изложенная интерпретация встречает возражение: в связи с огромной термической инерцией океана вряд ли колебания температуры были настолько велики, чтобы вызвать гибель морских животных. Однако расчеты показывают, что при этих похолоданиях происходило значительное охлаждение верхних слоев океана, которое было способно привести к гибели животных.

В заключение Будыко подчеркивает, что последовательная смена фаун зависела не только от катастрофических изменений природной обстановки, но и от постоянного влияния естественного отбора в более или менее стабильных условиях внешней среды. Вместе с тем климатические катастрофы могли быть фактором, ускоряющим темп биологической эволюции.

Важнейшим биологическим фактором, сыгравшим ведущую роль в эволюции гидросферы и атмосферы, является растительность. Следует подчеркнуть, что «биомасса растений в сотни и тысячи, а может быть, в миллионы раз больше биомассы животных [118, с. 527]. С появлением растительности на суше увеличилось разнообразие ионного состава континентальных вод, произошло обогащение их органическим веществом и био-

генными компонентами. Растительность — один из главных факторов образования гидрохимической зональности грунтовых вод.

Органическое вещество в природе создается в результате деятельности автотрофных растений, которые являются единственной группой организмов, способных синтезировать органическое вещество из минерального. Из двух путей создания органического вещества, основанных на использовании радиационной энергии (фотосинтез) и химической энергии (хемосинтез), для общего уровня продукции биомассы существен только первый, так как хемосинтез, имеющий важное значение для кругооборота азота и некоторых других процессов, дает относительно ничтожное количество органической материи. Фотосинтезирующие растения используют для построения органического вещества углекислоту воздуха, воду и небольшое по сравнению с общей массой синтезируемого вещества количество минеральных веществ почвы. На процесс фотосинтеза в растительном покрове затрачивается некоторая часть энергии поступающей коротковолновой солнечной радиации [43, с. 378]. Продуктивность природной растительности в условиях достаточного увлажнения зависит от радиационного баланса земной поверхности.

Морские водоросли извлекают питательные соли не из грунта, а из воды. Первые наземные растения (девон, карбон) зависели от влажной среды и содержания солей в этой среде. По мере продвижения растительности от морских побережий в глубь материков у нее развивалась стойкость против высыхания и, кроме того, прогрессировала способность получения необходимых для питания солей посредством корней из грунта. На всем протяжении доступного геологическому исследованию времени, происходило, по выражению И. А. Титова, «завоевательное продвижение растительности в центральные и засушливые области континента» [295, с. 343].

Прямым следствием увеличения площади распространения растительного покрова явилось изменение климата, состава атмосферы, гидросферы и биосферы. «Растительный мир в планетарном масштабе изменял, создавал новые условия среды» [295, с. 399]. Все эти изменения объективно были направлены в сторону улучшения природной обстановки для обитания живых существ.

И. А. Титов, посвятивший проблеме взаимодействия растительности и среды специальную монографию, постулирует повторяемость в ходе развития Земли и жизни на ней, но в то же время оставляет без внимания всеобщий процесс восходящего развития органического мира.

Л. Ш. Давиташвили, признавая цикличность в истории Земли, является последовательным сторонником теории эволюционного развития. Это явствует из следующих его строк: «Эволюция наземной флоры и различных типов наземной раститель-

ности должна была оказывать воздействие на климатические условия и ход экзогенных процессов. Однако это воздействие оставалось, очевидно, ничтожным, пока растительность, представленная лишь низкоорганизованными формами, мало отличающимися от водорослей, занимала лишь прерывистую и узкую полосу близ морских берегов. В докембрий, по-видимому, не было сплошного растительного покрова даже на прибрежной кайме материков, хотя бы даже из низших растений» [94, с. 182].

По мнению цитируемого ученого, лишенная растительности поверхность суши представляла собой первозданную безжизненную пустыню.

В какое-то отдаленное время докембрия область распространения живых существ была относительно очень узкой, а затем начался процесс расширения этой области. Материки докембрия не имели сколько-нибудь значительного по площади, биомассе и производительности растительного покрова. В дальнейшем, в связи с прогрессивной эволюцией наземной флоры, растительный покров все более и более расширялся в сторону центральных частей материков, последовательно захватывая биотопы со все более сухим климатом. Эволюция органического мира создала биологические предпосылки для дифференциации растительного вещества, по-видимому, в конце девона: до этого времени органический материал мог поступать с суши на море обычно лишь в незначительных количествах. Только в позднем девоне преобладала растительность уже нового типа, тесно связанная с флорой карбона [94].

Здесь уместно рассмотреть дискуссионную проблему о постоянстве суммарного количества живого вещества на нашей планете, по поводу которой высказываются диаметрально противоположные суждения. В. И. Вернадский предполагал, что количество живого вещества является планетной константой со времени археозоя, т. е. за все геологическое время. «Геохимические явления, — писал он —, не изменялись заметным образом со времени архейских эр. Из этого следует, что средние количества и состав живого вещества оставались приблизительно одинаковыми в течение этого непостижимого по длительности времени» [57, с. 277]. Свой тезис о постоянстве количества живого вещества Вернадский считал фундаментальным для современного естествознания.

Сейчас эти взгляды подвергаются пересмотру, поскольку они, строго говоря, не укладываются в рамки эволюционной теории и противоречат итоговым правильным выводам самого Вернадского о непрерывной эволюции лика Земли, химическом перерождении планеты вследствие радиоактивного распада.

Согласно Давиташвили, с эволюционной точки зрения можно предположить, что суммарное количество органического вещества биоса изменялось на протяжении геологического времени.

Общие теоретические соображения не могут не навести эволюциониста на мысль, что биомасса всего органического мира с течением времени возрастала, потому что биос захватывал все новые и новые области, необитаемые пространства становились обитаемыми, заселялись разнообразными организмами.

В руководствах по общей и исторической геологии обычно фигурирует геохронологическая таблица, в которой показана последовательность этапов геологической истории, продолжительность каждого периода и главные особенности его органического мира. Из этой таблицы видно, что в докембрии и даже кембрии существовали только водоросли и беспозвоночные. В ордовике появились трилобиты. Силур ознаменовался появлением простейшей псилофитовой растительности. Органический мир девона был представлен псилофитами, панцирными рыбами и кораллами. Каменноугольный период ознаменовался развитием плауновых и хвощевидных древовидных растений и древовидных папоротников. В перми появились хвойные и цикадовые растения, а также рептилии.

Органический мир мезозойской эры был значительно разнообразен. Развились новые виды растений, в том числе покрытосеменные, появились птицы, гигантские рептилии, аммониты и т. д. Еще больший расцвет жизни наблюдался в кайнозойскую эру, когда зародились и развились млекопитающие и появился человек.

На протяжении определенного геологического времени шло накопление органического вещества и одновременно совершались качественные изменения в его составе. В настоящее время широкая гамма органических соединений содержится в разнообразных природных объектах — природных водах, почвах, породах, илах и т. д. В изверженных, метаморфических горных породах и гидротермальных образованиях так же присутствует органическое вещество.

В. М. Шве́ц [330] называет три главных источника образования органического вещества: 1) растительный и животный мир морей; 2) растительный и животный мир рек, озер, болот и т. п.; 3) растительный и животный мир суши. Отсюда следует, что по мере развития растительного и животного мира на нашей планете увеличивается и количество органического вещества. И тем не менее накопление органического вещества не может быть беспредельным, поскольку под воздействием бактерий оно превращается в другие виды материи и частично минерализуется. Основная тенденция процесса биохимического разрушения и окисления органического вещества в океанической воде направлена к потере водорода, азота и фосфора и повышению содержания углерода, т. е. к образованию простых соединений с минимальным запасом свободной энергии.

Но не все органические вещества легко поддаются биологической обработке и окислению и надолго остаются в воде не

тронутыми процессами минерализации. Так, в восстановительных условиях органическое вещество предохраняется от быстрого окисления. Наиболее устойчивыми веществами против разрушения являются битумы.

Таким образом, в течение геологической истории наблюдается общая тенденция к увеличению, с одной стороны, количества живого вещества, а с другой — растущего его разнообразия. Прогрессивно накапливается масса органического вещества не только живых организмов, но и их захороненных, постепенно минерализующихся остатков. Согласно К. К. Маркову [182, с. 202], даже в середине палеозоя масса органического вещества составляла 0,000 01—0,000 001 современной.

Первые растительные организмы были автотрофными, так же как и подавляющее большинство современных растений. Процессы фотосинтеза постепенно освобождали атмосферу от части углекислого газа и обогащали ее кислородом. В ранние геологические периоды в условиях большой концентрации углекислого газа путем фотосинтеза создавалось огромное количество растительной массы. Однако ввиду малого количества кислорода темпы окисления органического вещества были несоизмеримы с созидательной деятельностью фотосинтеза [94]. Поэтому значительная масса отмерших, но не окисленных органических веществ отлагалась в недрах Земли. В последующем из них образовалось большинство горючих ископаемых (каустобиолитов). Накопление каустобиолитов началось еще в докембрий, но достигло максимума в карбоне.

Можно предположить, что аккумуляция органического вещества шла активно до конца палеозоя вследствие развития растительного покрова. В мезозое, кайнозое также был возможен рост запасов органических соединений в виде образования залежей нефти, угля, битуминозных сланцев и других полезных ископаемых органического происхождения. Заметное расходование ресурсов органического вещества началось в антропогене и особенно интенсивно с возникновением цивилизации, когда в больших количествах стали извлекать из недр нефть, уголь и т. д.

Органическое вещество — один из ведущих факторов формирования химического состава природных тел. Оно непосредственно воздействует на состав вод, обогащая их некоторыми компонентами, и в то же время, являясь необходимой средой для обитания микроорганизмов (десульфатизаторов, аммонификаторов, денитрификаторов и др.), с помощью последних коренным образом метаморфизмирует первоначальный химический состав воды. Как установлено, формирование высококонцентрированных по иоду вод связано с выщелачиванием иода из органо-минерального комплекса пород пластовыми водами. Процессы накопления этого элемента интенсифицируются в присутствии водорастворимых органических веществ и с повыше-

нием температуры подземных вод, а сохранение концентраций иода возможно в гидродинамических условиях, близких к застойным [167].

Исследователи обратили внимание на то обстоятельство, что подземные воды древних отложений обеднены иодом по сравнению с более молодыми. Впервые количественная оценка влияния возраста водоносных пород на содержание в подземных водах иода была дана А. М. Никаноровым [196]. Он обнаружил четкий максимум концентрации иода в водах, связанных с породами мелового и палеогенового возраста. Некоторое увеличение осредненных содержаний иода наблюдалось также в водоносных горизонтах девонского и каменноугольного периодов.

В общих чертах выводы Никанорова подтверждены исследованиями А. В. Кудельского. Наиболее значительная концентрация иода, действительно, связана с подземными водными растворами неоген-палеогеновых, меловых и юрских отложений. Высокая концентрация иода (до 223 мг/л) установлена в девонских рассолах Припятской впадины. В водах и рассолах силура, ордовика и кембрия концентрация иода незначительна.

Иодные воды промышленного значения, по-видимому, могут быть обнаружены в докембрийских отложениях, тем более что иод в глубинных водах может накапливаться абиогенным путем как продукт дегазации мантии. Но степень вероятности нахождения подобных вод все же очень незначительная. Условия для формирования иодных вод в протерозое и особенно археозое были неблагоприятными ввиду малого содержания органических веществ в докембрийских осадочных толщах.

Как пишет М. М. Камшилов, в течение геологического времени шло усложнение биосферы, выражающееся в увеличении разнообразия живых существ и усложнении их организации. Одновременно увеличивалась общая биомасса живых организмов. Зародившись первоначально в океане, жизнь целиком захватила континенты и проникла в атмосферу. Упомянутый автор обращает внимание на неравномерность развития жизни, вследствие чего в биосфере одновременно обитают группы организмов различного эволюционного возраста, от самых древних до более молодых. Именно эти особенности жизни «как неравномерность развития, разнообразие и всюдность, прогрессирующие по мере хода геологических эпох, и обеспечили буферность жизни. Получается, что сама жизнь создает условия, благоприятствующие своему дальнейшему развитию» [140, с. 68].

Наряду с высшими формами продолжают существовать и низшие, являясь и основой, и средой, а иногда и источником новых преобразований.

Теперь остановимся на темпах эволюции биосферы. Из сопоставления продолжительности геологических эр явственно вы-

текает, что древние эры имели значительно большую продолжительность, чем более молодые. Так, длительность последних трех геологических эр составляет: палеозойская — 330 млн. лет, мезозойская — 173 млн. лет, кайнозойская — 67 млн. лет. Из приведенных данных следует: более молодая, последующая эра в 2,5 раза короче предшествующей. Эти соотношения времени статически отражают ускорение темпов эволюции различ-

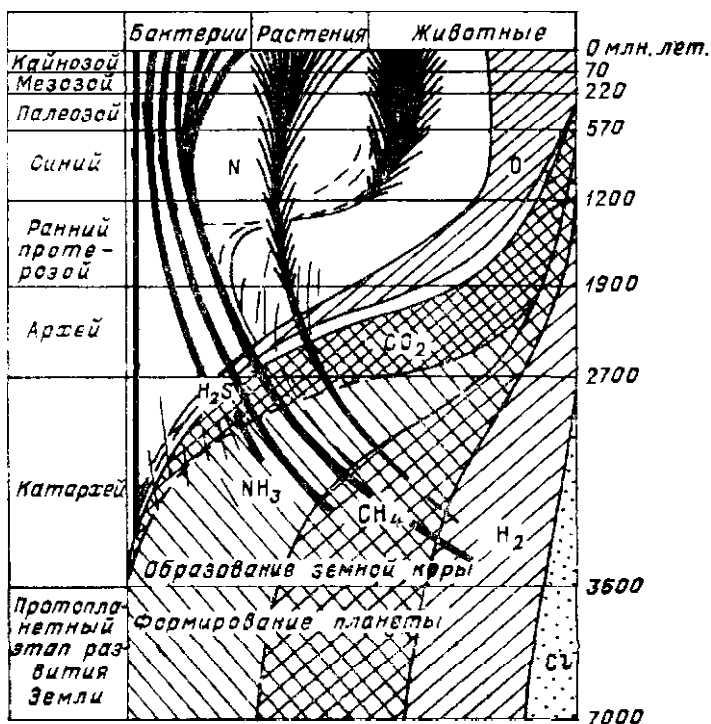


Рис. 2. Эволюция среды и жизни на Земле, по А. Г. Вологдину.

ных классов и групп животных, возникающих в течение геологической истории Земли [70]. На существование акселерации в эволюции органического мира указывает Ф. Ф. Давитая [96]. Как считают А. Лотке и В. И. Вернадский энерговооруженность жизни с ходом эволюции должна возрастать [140].

На рис. 2 дана схема развития жизни на Земле. Эта схема отражает действительное убыстрение хода эволюции живого населения нашей планеты. Воздействие разнообразных факторов «приводило и приводит к ускоренному изменению формы организмов, их размеров, способности к миграции и т. д.» [72, с. 233].

Некоторые исследователи приходят к убеждению, что основной движущей силой развития земной коры является не радио-генная энергия недр, а жизнедеятельность живого вещества. Она рассматривается как «наиболее изменчивая и наиболее быстро эволюционирующая составная часть земной коры» [54, с. 162].

В течение миллионов лет эволюция жизни на Земле от простейших до сложных современных организмов проходила под действием естественных законов природы. Появление на Земле человека означало переломный момент в истории нашей планеты. В течение всей истории жизни организмы подвергаются постоянному, хотя и слабому воздействию естественного фона радиации, который складывается из радиоактивности земных пород и действия космических лучей. История знает эпохи повышенного действия космического излучения. Однако ситуация в настоящее время резко изменилась. Появился новый мощный фактор, вызывающий сильное повышение фона радиации. Это обстоятельство может коренным образом нарушить соотношение факторов эволюции, и биосфера окажется перед новыми, ускоренными эволюционными изменениями [107].

Природные воды чутко реагируют на преобразование в окружающей среде, и всевозможные изменения незамедлительно сказываются на химическом составе прежде всего атмосферных осадков, воды рек, озер и даже морей, что подтверждается многочисленными наблюдениями. На территории городов и промышленных районов появились новые химические типы вод антропогенного и техногенного происхождения.

Глава 8

Круговорот солей как фактор химической эволюции гидросферы

Химическая эволюция гидросферы невозможна без ее основы — круговорота солей, регулируемого целым рядом разнообразных факторов. Как известно, замкнутость круговорота является относительной. Всякий последующий цикл хотя и незначительно, но отличается от предыдущего, что и обуславливает эволюцию гидросферы и земной коры. Наблюдается закономерное циклическое проявление природных процессов: тектонической деятельности, изменения климатов, геологического, биологического и геохимического режимов осадочных процессов. Но эта цикличность не носит характер простого повторения.

Для цикличности наряду с повторяемостью характерна отчетливо выраженная направленность процесса.

Ко времени около $2,5 \cdot 10^9$ лет назад, когда произошло расчленение земной коры на относительно устойчивые платформенные и геосинклинальные области, причисляется возникновение эпейрогенических континентальных морей. Благодаря этому испарение с водной поверхности бассейнов значительно увеличилось, что положило начало регулярному большому круговороту воды на земном шаре. Согласно В. И. Вернадскому [57], геохимическая история компонентов природных растворов должна изучаться с учетом миграции природных вод и участия их в непрерывных круговоротах. Он выделял три круговорота — равновесия:

1) «равновесие Галлея», или большой гидрологический круговорот, включает взаимодействие атмосферных, наземных и подземных вод континентов, а также вод морских бассейнов;

2) равновесие, установленное А. Ф. Лебедевым, происходит под влиянием тепла Земли; возникает вследствие влагообмена между верхними, пластовыми водами, подземными водяными парами и водяными парами «водных подземных атмосфер»;

3) равновесие, заключающееся в переходе «донных и грязевых вод морей» в пластовые воды континентов в результате геологических процессов.

Кругообращение вещества происходит и в твердом состоянии. Материал земной коры, накапливающийся на дне водоемов или в межгорных впадинах, погружается, достигая мантии Земли, а оттуда путем вулканических извержений возвращается на земную поверхность. Обмен земного вещества совершается в миллионы раз медленнее, чем круговорот воды, и круговой цикл замыкается полностью в редких случаях. Как пишет И. А. Резанов [248], в природе происходит лишь частичное обращение: в одних геологических зонах вещество коры погружается в мантию Земли, в других мантийный материал выносятся в виде газов, пепла и лавы.

Геологический круговорот материи складывается из противоположно направленных процессов гравитационного уплотнения вещества и истечения из недр к поверхности. Главными геологическими процессами, при которых глубинное вещество выносятся на поверхность, являются выбросы лав и пирокластов, тектонические движения, метаморфические и плутонические процессы, дегазация мантии, потери тепла путем теплопроводности [266].

Своеобразная роль в эволюции гидросферы принадлежит биологическому (биотическому) круговороту, который имеет ведущее значение в развитии органического мира. В основе этого круговорота лежит деятельность низших организмов — одноклеточных синтетиков и деструкторов. По словам М. М. Камшилова, «благодаря способности к самовоспроизведению живое,

приспосабливаясь к новым условиям, все время выходит за пределы замкнутого цикла. Однако это приводит не к разрушению циклической структуры жизни, а к расширению круговорота. Круг превращается в спираль. При этом повышается организованность жизни, возрастает запас внутренней информации [139, с. 153].

Основная особенность биологического круговорота — постоянное взаимодействие противоположных процессов синтеза и деструкции. Минерализуя органические остатки животных и растений, микроорганизмы превращают их в минеральные соли и простейшие органические соединения, которые используются зелеными растениями при синтезе нового органического вещества.

Поверхность Земли получает ежегодно от Солнца около $21 \cdot 10^{23}$ Дж лучистой энергии. Примерно половина этой энергии тратится на испарение, приводя в движение круговорот воды. На создание же органического вещества расходуется всего 0,1—0,2 %. Эта энергия, будучи сравнительно небольшой, производит колоссальную работу. А. А. Ничипорович [200] оценивает суммарную годовую продукцию фотосинтеза в 46 млрд. т органического углерода. В соответствии с известным уравнением фотосинтеза $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = (\text{CH}_2\text{O}) + \text{O}_2$ для производства $46 \cdot 10^9$ т органического углерода требуется, чтобы ежегодно $170 \cdot 10^9$ т углекислоты связывалось с $68 \cdot 10^9$ т воды, образуя $115 \cdot 10^9$ т сухого органического вещества и $123 \cdot 10^9$ т кислорода.

Об интенсивности биологического цикла круговорота можно судить по скорости оборота углекислоты, кислорода и воды. По оценке Е. Рабиновича [246], весь кислород атмосферы обрабатывается через организмы примерно за 2 тыс. лет, углекислота совершает полный цикл за 300 лет, а вся вода океанов, морей и рек разлагается и восстанавливается в биотическом круговороте за 2 млн. лет. Согласно расчетам Г. В. Войткевича [69], вся вода Мирового океана не менее 300 раз прошла через биогенный цикл, свободный кислород обновлялся не менее 800 тыс. раз. Речь идет, по-видимому, об осредненных значениях. Наиболее многочисленное население сосредоточено в приповерхностных слоях океанов и морей, и поэтому здесь биологический круговорот совершается во много раз быстрее, чем в придонных частях.

Интенсивность биологического круговорота в разных условиях весьма неодинакова. Как показатель этой интенсивности можно использовать скорость накопления и разложения мертвого органического вещества, образующегося в результате ежегодного опада листьев и отмирания организмов [149]. Показатель этой интенсивности изменяется от значения, превышающего 50 (заболоченные леса с крайне замедленным круговоротом), до 0,1 (влажные тропические леса, где растительные остатки практически не накапливаются). В степях этот пока-

затель приближается к 1,0—1,5, в широколиственных лесах он равен 3—4.

Все живые существа в процессе жизни загрязняют среду. Но это загрязнение носит временный характер, оно быстро ликвидируется организмами других видов. Существование подобного круговорота обеспечивает сохранение в биосфере определенного запаса химических веществ. Прогрессивная эволюция биосферы невозможна без сохранения ее основы — круговорота органического вещества, регулируемого в основном деятельностью одноклеточных организмов [139].

Биологическому круговороту принадлежит исключительное значение в эволюции осадочной оболочки, а следовательно, и гидросферы. В результате биологического круговорота изменяются кларки элементов земной коры, миграционная способность элементов и ионов. Химические элементы и соединения, участвующие в создании живого вещества и представляющие продукты их жизнедеятельности, называют биогенными. Важную роль в строении, составе и питании живых организмов в настоящее время играют углерод, кислород, водород, азот, сера. Биологически активными являются кальций, магний, фосфор и многие другие.

На протяжении всей геологической истории суша непрерывно промывается атмосферными осадками, а подвижные продукты выветривания и почвообразования в соответствии с их миграционной способностью выносятся водами континентального стока в океан. Это обстоятельство привело некоторых авторов к идее о постепенном засолении океана. Подсчет количества солей, которое ежегодно выносится таким способом в океан, послужил основанием для расчета возраста океана по содержанию натрия. Пользуясь этим методом, Джולי [104] определил возраст океана в $156 \cdot 10^6$ лет, что явно занижено. Океан в течение своей жизни не только аккумулировал соли, но и в гигантских масштабах сбрасывал их в эпиконтинентальные моря.

Нельзя согласиться с утверждением, что обмен солей между сушей и океаном несмотря на процесс импัลверизации и вынос солей на сушу с морскими отложениями складывается в пользу океана и что хлориды, обладающие большей миграционной способностью, должны «обгонять» сульфаты и быстрее сосредоточиваться в океане. Отсюда делается пессимистический вывод об ухудшении эдафических условий в океане в течение геологического времени [37]. Нет никаких указаний на прогрессивное засоление Мирового океана, по крайней мере в течение фанерозоя, хотя существенные колебания его солёности имели место. Изменение же химического состава океанических вод неуклонно направлено в сторону возрастания его сульфатности, а не хлоридности, что автор как раз старается показать в своей работе. Таким образом, эдафические условия в течение

геологической истории постоянно улучшались как на суше, так и в океане.

Уже давно стало общепризнанным суждение о круговороте воды в природе, складывающемся из двух циклических процессов. Один из них, «внешний» цикл заключается в испарении воды под действием солнечных лучей с поверхности суши, морей и океанов, затем в возвращении воды в виде гидрометеоров в водные бассейны и на материки. Стекая с поверхности материков, вода вновь собирается в морях. Второй, «внутренний» цикл состоит в просачивании воды в глубины земной коры и в возвращении ее на земную поверхность, иногда в нагретом состоянии. Там, где неглубоко залегают магматические очаги, вода растворяется в магме и выходит на поверхность либо в виде пароводяных струй, либо при вулканических извержениях.

В гидрогеологии по интенсивности водообмена выделяют три гидродинамические зоны, которые более или менее совпадают с вертикальными (геологическими) гидрохимическими зонами. Произведенные разными авторами расчеты показывают, что для верхней зоны интенсивного водообмена характерны сроки однократного водообмена от нескольких лет (горноскладчатые области) до сотен и первых тысяч лет (артезианские бассейны), для средней зоны затрудненного водообмена — десятки и сотни тысяч лет и для нижней зоны весьма затрудненного водообмена — миллионы лет [199].

Наиболее сложным представляется вопрос о скорости водообмена в нижней зоне. Одна группа исследователей, к которой принадлежит автор, считает, что подземные воды начиная с определенной глубины находятся в застойном или относительно застойном состоянии. Разумеется, застойность определяется не только глубиной, но и степенью закрытости геологической структуры, в которой покоятся подземные воды. Другая группа исследователей предполагает, что подземные воды во всей осадочной толще постоянно движутся с той или иной скоростью, причем доказывают это наличием гидравлических уклонов.

Затронутый вопрос имеет глубоко принципиальное значение. Все теоретические рассуждения автора построены на возможности существования в недрах древних рассолов, которые так же, как и парагенетически связанные с ними соляные отложения, дают нам надежную информацию о химическом составе вод исчезнувших морей. Динамикой подземных вод глубинных водоносных горизонтов занимался Е. Ф. Станкевич [280]. Он пришел к заключению, что существующие пьезометрические уклоны для вод глубинных горизонтов по крайней мере на порядок меньше, чем минимальные, при которых возможно движение вод. Кроме того, как показали простые расчеты, в горизонтах

с водой переменной минерализации пьезометрические уклоны могут существовать при гидродинамическом равновесии.

Необходимо подчеркнуть, что глубинные рассолы, как и все виды материи, не находятся в состоянии абсолютного покоя. Они то поднимаются, то опускаются вместе с вмещающими их породами в зависимости от направления колебательных движений земной коры. Они могут перемещаться и в горизонтальном направлении, внедряясь в другие породы и в то же время не разгружаясь в верхние водоносные горизонты. Главным фактором подобных перемещений являются геостатическое давление и тектонические движения. Такого рода перемещения не подчиняются законам гидравлики.

Вертикальная (геологическая), так же как и горизонтальная (географическая) гидрохимическая зональность, сформировалась на определенном этапе развития земной коры и гидросферы.

Несколько слов о роли ювенильных вод в круговороте. В соответствии с принятыми нами за основу представлениями, в начальную стадию геологической истории Земли воды и газы, являющиеся производными магмы, имели целиком ювенильное происхождение. Но первично ювенильную воду, совершившую хотя бы один цикл круговорота, уже нельзя считать ювенильной, так как при этом изменился ее изотопный состав. Вследствие снижения магматической деятельности от ранних к более поздним геологическим периодам соответственно будет снижаться и количество ювенильных вод и газов, поступающих из мантии в гидросферу и атмосферу. Если в самой начальной стадии формирования обе эти сферы имели полностью ювенильное происхождение, то в дальнейшем доля ювенильных вод и газов от эпохи к эпохе снижается вследствие участия их в общем круговороте.

Круговорот солей в природе связан с влагооборотом. В географии различают внешний и внутренний влагооборот. Под внешним влагооборотом принято понимать кругооборот влаги между сушей и океаном. Под внутренним влагооборотом понимается кругооборот влаги в замкнутых бессточных бассейнах. При внутреннем типе влагооборота вода от краевых возвышенных участков бассейна движется к его центру, поступает в бессточную впадину, в которой она испаряется, в результате чего образуется соляное, иногда самосадочное озеро. Между озером и окружающей его областью питания устанавливается своеобразный круговорот солей. Водным притоком соли приносятся в озеро, а ветром выдуваются из озера за пределы его бассейна, при этом происходит дифференциация солей. Вносятся соли, более подвижные в водной среде, а выносятся — более подвижные в воздушной среде [237].

На определенной стадии жизни бессточного озера наступает равновесие между притоком и выдуванием солей, затем обычно

отрицательный баланс и постепенное превращение озера в мертвую соляную залежь [225]. Отсюда явствует, что внутренний круговорот солей совершается не по замкнутому кругу, а по спирали, чем и обусловлена необратимая эволюция того или иного озерного бассейна.

На первый взгляд внутренний круговорот как бы в миниатюре воспроизводит внешний круговорот. На самом деле аналогия здесь весьма отдаленная, различия не только количественные, но и качественные. Можно говорить только об аналогии с внутриконтинентальными морями (см. главу 9).

Перейдем к рассмотрению внешнего круговорота воды. Он начинается с испарения с поверхности океанов, морей, континентов, островов и других видов земной поверхности. Движущей силой круговорота является приток к поверхности Земли солнечной радиации. Ежегодно с поверхности нашей планеты испаряется 577 тыс. км³ воды, большая часть (505 тыс. км³) приходится на Мировой океан и меньшая (72 тыс. км³) — на сушу. Испарившаяся влага конденсируется и выпадает в виде осадков.

Годовая сумма осадков, выпадающих на поверхность океана, составляет 458 тыс. км³, что меньше испарения. Избыток испаряющейся влаги (47 тыс. км³) переносится воздушными течениями на континенты и острова и формирует реки, озера, ледники и подземные воды. Такой же объем воды возвращается в течение года в океан в виде стока рек (около 45 тыс. км³) и стока подземных вод, не дренируемых реками (около 2 тыс. км³).

Самым слабо изученным элементом мирового водного баланса является подземный сток в моря и океаны. [188]. Без сведений о подземном стоке мировой водный баланс остается незамкнутым.

Р. Г. Джамаловым с соавторами [102] произведена количественная оценка подземного стока в Мировой океан гидродинамическим методом. Подземный сток с континентов в Мировой океан составил около 2500 км³/год, причем это подземный сток с континентов в моря и океаны только из зоны преимущественно пресных вод, т. е. верхней гидродинамической зоны мощностью около 200 м. По сравнению с другими элементами мирового водного баланса подземный сток незначителен, однако в формировании солевого баланса океанов и морей роль этого стока, по-видимому, наиболее существенна. Так, по оценке Джамалова с соавторами, подземный сток в Каспийское море (3,2 км³/год) составляет немного более 1 % речного стока, а внос солей в Каспийское море с подземными водами (23 млн. т/год) — около 27 % поступления солей с поверхностными водами.

Поступление подземных вод в Мировой океан совершается тремя путями: 1) за счет дегазации магмы; 2) как подземная составляющая речного стока; 3) в виде подземного стока, формирующегося на суше и разгружающегося в моря, миная

реки. По подсчетам некоторых авторов, ежегодное количество магматогенной воды, поступающей из вулканов, горячих источников и глубинных разломов, составляет в среднем около 0,5—1,0 км³ — величина крайне малая в современном водном балансе Мирового океана. Дренаруемый реками подземный сток входит в общий сток рек и учитывается в водном балансе речных бассейнов и континентов. По ориентировочной оценке, поступление подземных вод непосредственно в моря и океаны, минуя реки, составляет примерно 2,5 тыс. км³ в год, или 70 тыс. м³/с, т. е. является небольшой величиной по сравнению с другими элементами мирового водного баланса. Но несмотря на небольшую роль в водном балансе участие подземного стока в солевом балансе может быть весьма значительным.

Из приведенных выше цифр вытекает, что основным источником пополнения водных ресурсов Мирового океана являются атмосферные осадки. На долю речного стока в приходной части водного баланса приходится всего около 10 %. Совершенно иные соотношения имеют место в элементах современного солевого баланса Мирового океана.

Главным поставщиком солей в моря и океаны является материковый сток. О. А. Алекин [6], касаясь круговорота солей в природе, указывает на существование между сушей и океаном постоянного обмена солями, в процессе которого происходит определенная дифференциация, направленная на накопление в океанической воде более легко растворимых солей, выносимых текучими и метеорными водами суши. Этот обмен до некоторой степени осуществляется через атмосферу.

Как будет далее показано, процесс солеобмена между океаном и сушей носит направленный характер. Иначе говоря, состав растворимых солей, выносимых из океана, неидентичен составу солей, вносимых в океан. В результате подобного незамкнутого круговорота химический состав Мирового океана несмотря на его колоссальные размеры чрезвычайно медленно, но неуклонно трансформировался. Химическая эволюция началась с момента возникновения круговорота воды на Земле, и по мере его усиления темпы эволюции соответственно ускорились.

Химический баланс современного океана рассмотрен Алекиным [5] и другими авторами. Здесь коснемся тех элементов баланса, которые, по нашему мнению, играли главную роль в химической эволюции океана. Этими элементами в приходной части являлись: поступление солей с материковым стоком, привнос их гидротермами и поступление солей из атмосферы; в расходной части: сброс солей во внутриматериковые моря и вынос их ветром из океана на континент. Отметим, что сопоставление элементов солевого баланса проведено автором только в качественном отношении, без каких-либо количественных расчетов.

Из данных табл. 4 видно, что с материковым стоком в океан сульфатов поступает больше, чем хлоридов.

Таблица 4

Средний ионный состав материкового стока в океан, по О. А. Алекину

Единица измерения	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Сумма ионов
мг/л	13,9	3,3	6,1	47,6	11,9	6,4	89,2
Массовая доля, %	15,6	3,7	6,8	53,4	13,3	7,2	100
ммоль/л	0,694	0,271	0,244	0,78	0,248	1,181	2,418
% экв	57,4	22,4	20,2	64,6	20,4	15	—
Ежегодный вынос в океан, млн. т	494	117	217	1692	423	228	3172

Вместе же с органическими веществами общий сток растворенных веществ составляет примерно 3200 млн. т.

Количество солей, растворенных в океане, оценивается примерно в $49,2 \cdot 10^{15}$ т. Если допустить, что вся эта масса солей имеет материковое происхождение, то при современных темпах вноса в океан ионов Cl^- (табл. 4) для накопления существующего там в настоящее время количества этого иона необходимо, по расчетам Алекина, $\frac{30 \cdot 976 \cdot 10^{15} \text{ т}}{228 \cdot 10^6 \text{ т}} = 136$ млн. лет. Расчет по

Na^+ дает еще меньшее значение — 84 млн. лет. Как пишет Алекин, полученные результаты находятся в резком противоречии с геологическим возрастом океана (несколько миллиардов лет).

По нашему глубокому убеждению, огромная масса сульфатов (по сравнению с нитратами) не может быть полностью потреблена микроорганизмами. Какая-то часть их остается нереализованной, что и приводит к постепенному осульфачиванию океанической воды. В качестве доказательства справедливости высказанного положения сошлемся на пример Каспийского моря, которое можно рассматривать как естественную модель процесса изменения состава морской воды под воздействием речного стока. По солевому составу вода этого моря представляет воду океанического происхождения, сильно «метаморфизованную» под влиянием стока р. Волги. По сравнению с океанической воды Каспийского моря сильно обогащена сульфатами. Второе доказательство приводится в следующей главе при рассмотрении эволюции соленакопления. В ходе геологической истории прослеживается смена хлоридного галогенеза сульфатно-хлоридным.

Перейдем к выяснению роли следующей составляющей приходной части водно-солевого баланса океана — привноса солей гидротермами. Здесь имеются в виду термальные воды, высачивающиеся в дне океана, высокая температура которых обус-

ловлена активными вулканическими очагами или другими причинами. Соли же, выносимые гидротермами на суше, включаются в общий материковый сток. Мы не располагаем какими-либо количественными оценками этого фактора. Приводимая выше цифра (0,5—1,0 км³), по-видимому, относится к вулканам и гидротермам, расположенным на островах и континентах.

Однако чтобы приблизительно судить о том, в каком направлении гидротермы способны метаморфизовать океаническую воду, достаточно иметь представление об их химическом составе. Соли, выносимые гидротермами, расположенными на дне океана, как и сама вода, имеют двойное происхождение — магматическое и океаническое. Уайт считает хлоридные натриевые воды основным типом гидротерм районов действующего вулканизма, с которым связано происхождение всех остальных типов термальных вод. Анализируя вопрос о возможном химическом составе гидротерм магматического генезиса, автор [237] пришел к заключению, что термальные воды подобного генезиса должны быть существенно хлоридными, обогащенными некоторыми магматическими компонентами и газами и полностью лишенными сульфатов.

Согласно новым представлениям [190, 277], океаническая кора пропитана морскими водами и между корой и океаном совершается своеобразный круговорот воды и солей. Учитывая большую мощность океанической коры следует полагать, что продолжительность такого круговорота исчисляется миллионами лет. Поэтому подводные вулканы и субмариинные гидротермы изливают воду более древнего возраста по сравнению с водой океана. Мы приходим к логическому выводу, что рассматриваемый источник поступления солей должен играть стабилизирующую роль и замедлять темпы химической эволюции Мирового океана. Как думают некоторые исследователи, процесс дегазации магмы постепенно затухает и надо полагать, что значение ювенильного фактора в водно-солевом балансе современной гидросферы незначительно.

Каково влияние на химический состав вод океана третьей составляющей его солевого баланса — атмосферных осадков? Средний химический состав гидрометеоров в настоящее время гидрокарбонатно-сульфатный. Хлориды в них находятся на последнем месте. Правда, осадки, выпадающие над океанами и морями, содержат больше хлоридов. По происхождению эти осадки являются континентально-морскими. При выпадении их морские соли (хлориды) возвращаются в океан или море, но одновременно привносятся континентальные соли, богатые сульфатами. Следовательно, атмосферные осадки не могут изменить общей тенденции эволюции океана. Они даже в какой-то мере ускоряют процесс трансформации океанических вод.

В течение геологической истории химический состав атмосферных осадков в силу их исключительной динамичности был подвержен изменениям в наибольшей степени по сравнению с другими видами природных вод. Однако в химической эволюции гидрометеоров наблюдается та же самая тенденция, что и у поверхностных вод.

Некоторые исследователи особое значение в обогащении океанических вод хлоридами придают вулканизму. Изучение продуктов деятельности современных вулканов показывает, что при этом явлении выделяется огромное количество хлора. Часть хлоридов, выделяющихся из жерл вулканов, заимствуется из древних соленосных толщ. Какими же путями вулканические хлориды достигают морей и океанов? Они поступают в них либо в виде гидротермальных растворов, либо с материковым стоком, либо с атмосферными осадками. О влиянии этих факторов на химическую эволюцию уже сказано. Очевидно, в геологические эпохи с бурной вулканической деятельностью атмосферные осадки становились существенно хлоридными.

Рассмотрим главный элемент расходной части солевого баланса океана — сброс солей во внутриконтинентальные моря. Поскольку океан сбрасывал свои соли во внутриконтинентальные моря, последние подобно зал. Кара-Богаз-Гол, играли роль опреснителей. Этот элемент расходной части баланса особое значение имел в прошлые геологические эпохи. Выпадение солей в самом океане не могло изменить его солености, так как при той минерализации, какую имел океан, могли выпадать карбонаты кальция и магния, а также силикаты.

Подавляющая масса ископаемых галогенных отложений имеет морской генезис и связана с выпариванием в солеродных бассейнах морской воды. Поэтому состав морских галогенных толщ резко отличается от состава соляной массы современных континентальных озер. Среди последних могут быть озера с галитовой, мирабилито-тенардитовой и содовой осадкой солей.

Общее количество соли, выявленное к настоящему времени в соленосных толщах фанерозоя, достигает $22 \cdot 10^{15}$ т. Однако М. К. Калинко [137], анализируя данные о степени разведанности соленосных толщ различного возраста и возможном их развитии в неразведанных геоструктурных сооружениях, считает, что в соленосных толщах земной коры в действительности соли в два-три раза больше указанного количества, т. е. $44 \cdot 10^{15}$ — $66 \cdot 10^{15}$ т. В настоящее время в водах Мирового океана содержится $49,2 \cdot 10^{15}$ т соли.

Если погребенные в земной коре твердые соли растворить в океане, то минерализация его увеличится в два раза. Но надо еще учесть соли, содержащиеся в подземных рассолах морского происхождения, данными о которых мы не располагаем. Известны лишь расчеты количества воды, заключенной в подземной гидросфере.

По расчетам разных исследователей [56, 101, 177], количество подземных вод в земной коре близко к объему открытого Мирового океана. Как известно, запасы высокоминерализованных хлоридных вод значительно превышают запасы пресных вод. Поэтому без риска преувеличения можно допустить, что на долю подземных вод морского генезиса приходится около 50 % и что средняя минерализация их не менее 70 г/л. Ведь минерализация широко распространенных в недрах рассолов обычно колеблется от 100 до 200 г/л. Следовательно, в подземных хлоридных водах и рассолах заключено столько же солей, сколько их вмещает Мировой океан. Если учесть это обстоятельство, то следует признать, что при отсутствии опресняющего механизма внутриконтинентальных морей соленость океанических вод к настоящему времени достигла бы по меньшей мере 100 г/л.

Выясним, какое значение в солевом балансе имеет вынос солей из океана на континент. Как полагают, потери солей при уносе ветром брызг воды с поверхности океана совершаются в большом масштабе, но преобладающая их часть, по-видимому, возвращается обратно в океан с атмосферными осадками. В рассматриваемой проблеме сложились две концепции. Согласно одной из них, влияние океана и вообще морей простирается далеко в глубь континентов, причем ядра конденсации имеют в основном морской генезис; согласно же другой, ведущая роль морей в снабжении атмосферы ионами ограничивается пределами узкой прибрежной полосы, а значение морских солей в химическом составе гидрометеоров на континенте считается незначительным либо совершенно игнорируется. Автор специально занимался этой проблемой. Данные о химическом составе атмосферных осадков на континенте подтверждают справедливость второй концепции [231].

Согласно ориентировочному расчету, выполненному Алекиным [5], общая потеря солей, переносимых с океана на континент, составляет всего 300—400 млн. т в год при объеме осадков 101 тыс. км³ и среднем содержании в них солей около 3—4 мг/л.

Через атмосферу между океаном и сушей осуществляется постоянный солеобмен. Поэтому осадки, выпадающие на море, содержат примесь континентальных солей. В результате этого процесса через атмосферу океанические соли, в основном хлориды, уносятся на сушу, а континентальные соли, в основном сульфаты и гидрокарбонаты, попадают в океан. Следовательно, солеобмен через атмосферу, как и материковый сток, хотя и в меньшей степени, в конечном счете также способствует накоплению сульфатов в океане. Таким образом, среди рассмотренных элементов солевого баланса мы пока не нашли таких, которые бы уравнивали указанное влияние материкового стока — наиболее мощного фактора в солевом балансе океана.

Следует подчеркнуть, что химический состав материкового стока в ходе геологического времени пережил определенную эволюцию.

Итак, изложенный анализ элементов солевого баланса Мирового океана убеждает в том, что ионный состав океанических вод направленно преобразовывался в геологическом аспекте времени. Роль отдельных факторов в формировании химического состава вод океана не оставалась постоянной. В самом начале геологической истории ведущая роль, очевидно, принадлежала ювенильному фактору, т. е. магматическим явлениям. С течением времени роль этого фактора уменьшалась. Главное значение приобретали сброс солей во внутриконтинентальные моря и всеусиливающийся материковый сток.

В современную эпоху в океан поступает значительно больше солей, чем выносится. Этот вывод ясно вырисовывается из сопоставления приходной и расходной частей солевого баланса. Таким образом, в данное время соленость вод океана теоретически увеличивается. Но если произвести соответствующий расчет исходя из размеров водной массы океана и учитывая, что соленость образуют хорошо растворимые соли, то получим совершенно ничтожное нарастание минерализации океанических вод, выражающееся в десятых долях миллиграмма в 1000 лет. При таком темпе засоления минерализация вод океана могла бы заметно увеличиться только через миллион лет. Это говорит об огромной инертности изменения солевой массы океана в геологическом времени.

В течение миллиона лет темпы нарастания солености, естественно, должны существенно колебаться, то усиливаясь (в эпохи оледенения), то ослабевая и даже приобретая отрицательные значения (в эпохи межледниковий). Однако, несмотря на подобные колебания, процесс засоления будет иметь направленный характер, если не возникнет какой-либо геологический фактор, предотвращающий это явление. Нам пока известен один единственный мощный фактор, способный приостановить прогрессивное засоление Мирового океана,— это образование впадины гигантских размеров, в которую океан мог бы сбрасывать свои воды.

На протяжении последних 7—8 тыс. лет уровень Мирового океана сравнительно стабилизировался, что говорит об устойчивости глобального водообмена и малой изменчивости климатических условий на больших территориях. Но примерно 20 тыс. лет назад происходили крупные изменения глобального водообмена, повлекшие за собой огромные, превышающие сотню метров, падения уровня Мирового океана и соответственно повышение запасов воды на суше. Однако наблюдаемые в истории Земли тенденции в колебаниях уровня океана в пределах миллионов и миллиардов лет связаны с крупными тектоническими явлениями, на фоне которых развиваются более бы-

стротечные гидрометеорологические события. Основываясь на палеогидрогеологических данных, Г. П. Калинин пришел к заключению, что все крупные повышения уровня океана следовали за повышением температуры воздуха. При этом увеличение температуры среднем на 1°C соответствовало повышению уровня океана на 7—8 м [136].

Попытка найти геологическую модель круговорота воды на Земле была предпринята А. Н. Павловым [206, 207]. Он вывел единое уравнение круговорота и дал количественную оценку его составляющих. Согласно Павлову, существует два типа круговорота: климатический, происходящий в основном между поверхностными водами и атмосферой, поскольку он определяется гидролого-метеорологическими факторами, и литогенический — между поверхностными и подземными водами, обусловленный геохимическими и петрологическими процессами. В литогеническом круговороте выделены гидрогеологический и собственно геологический циклы. В каждом гидрогеологическом цикле намечаются два этапа: элизионный и инфильтрационный.

По утверждению Павлова, наиболее глубокие водоносные горизонты могут не вовлекаться в климатический круговорот, а «застрять» в зоне катагенеза или метаморфизма, причем под воздействием «некоторых глубинных флюидов» воды этих горизонтов концентрируются. Упомянутый автор считает, что предложенная им «схема абстрактного концентрирования является наиболее удобной» [207, с. 36]. К такого рода приемам «формализации природных систем» он чисто прибегает в своем сочинении.

Уместно отметить, что идея о концентрировании глубинных вод в результате подтока магматических флюидов в свое время защищалась В. А. Кротовой [164].

Наряду с известными зонами активного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена Павлов выделил еще одну зону — геологического водообмена. Для каждой зоны рассчитано время водообмена. Свои расчеты Павлов называет условными, так как они отражают не реальное, а некоторое потенциальное время, за которое при данных условиях могла произойти замена существующих вод водами питания.

Гидросфера трактуется Павловым как квазизамкнутая система, в ней вода постоянно движется от ядра к экзосфере. Гидросфера получает постоянно приток воды из мантии и непрерывно теряет ее в межпланетное пространство. Высказываются соображения о темпах диссипации и темпах генерирования вод. Общий же вывод заключается в том, что диссипация и генерирование воды более или менее уравниваются, т. е. имеют один порядок.

По поводу изложенного вывода приведем следующее возражение. Разрушение молекул воды, начавшееся на ранних

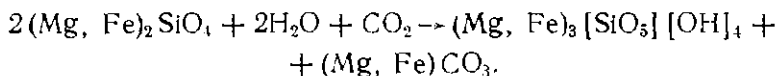
этапах развития Земли, должно было прекратиться. Первоначальный состав атмосферы не препятствовал высокой проницаемости ультрафиолетовых лучей. В результате разложения молекул воды на кислород и водород образовывался озон (O_3), и в конечном счете сформировался озоновый слой. Этот слой действует как фильтр для коротковолнового ультрафиолетового излучения. Он, подобно зонтику, защищает Землю от смертоносных ультрафиолетовых лучей Солнца [223]. Как только образовался озоновый слой, молекулы воды оказались недоступными для мощного ультрафиолетового излучения. Таким образом, утверждение Павлова о потере воды в межпланетное пространство нельзя считать обоснованным. Согласно М. М. Камшилову [139], слой озона в верхней зоне атмосферы поглощает ультрафиолетовое излучение короче $2,9 \cdot 10^{-7}$ м и поэтому поверхности Земли достигает лишь длинноволновый ультрафиолетовый свет. В предбиологическое время озонового экрана не было и на поверхность планеты проникали ультрафиолетовые лучи области $2,4 \cdot 10^{-7}$ — $2,9 \cdot 10^{-7}$ м.

Изобретенная Павловым геологическая модель рекомендуется как «схема механизма, в значительной мере определяющая эволюцию земной коры». В чем же заключается эта эволюция и какова ее направленность — ничего не сообщается. На серьезные недостатки в построении модели указал А. Н. Шварцев, ответственный редактор книги Павлова, в предисловии «От редактора». С нашей точки зрения, сложная проблема круговорота воды решается цитируемым автором сугубо абстрактно и односторонне. В основу геологической модели положены либо недоказанные, либо явно неверные предпосылки и ее нельзя рассматривать как «первое приближение». Заранее предвидя возражения, Павлов дал философское обоснование правомерности подхода к выдвижению подобных новых теорий и гипотез. Он ссылается на так называемое легислативное постулирование, которое выходит за пределы уже принятых истин и, по существу, равносильно изобретению новых истин или новой информации.

Как надеется Павлов, изображенная им модель круговорота воды на Земле, не априорная схема, а легислативная истина, которая по мере развития общей теории формирования природных вод либо будет пересмотрена, либо перейдет в разряд общепринятых истин.

Несомненно, интересными являются высказывания Павлова о геологическом цикле круговорота, который он связывает со схемой движения океанического дна и системой конвективных потоков верхней мантии, предложенной в свое время Хессом. При этих движениях осуществляется круговорот вещества коры и мантии, причем, по мнению Павлова, в нем может участвовать морская вода. Материал мантии, поднимаясь к поверхно-

сти, взаимодействует с морской водой, при этом образуется серпентинизированный перидотит:



Формирование новой океанической коры происходит непрерывно на протяжении всего пути ее перемещения к континентам [207, с. 3]. На нисходящей ветви движения имеет место десерпентинизация, и вода возвращается в океан. Была сделана ориентировочная количественная оценка этого явления. С точки зрения общего водного баланса земного шара, собственно геологический цикл не имеет большого значения, но, как утверждает Павлов, геохимическая роль этого цикла нельзя недооценивать. Следствием серпентинизации перидотита является поступление в океан значительных количеств железа и магния, а возможно, также кобальта, никеля и марганца.

Любопытно отметить, что реакции серпентинизации, каолинизации фигурируют в оригинальной монографии О. Г. Сорохтина [277]. Он использует их для объяснения механизма образования океанической коры в результате гидратизации мантийных пород при взаимодействии с океанической водой. На основании расчетов Сорохтин приходит совсем к другому выводу о роли рассматриваемого процесса в водном балансе океана (см. главу 3). Данные зарубежных исследователей по изотопным составам кислорода и водорода, связанных в гидроксильной группе серпентинитов, свидетельствуют о том, что вода при серпентинизации пород океанической коры поступает из океана [277].

Укажем еще на одну особенность работы Павлова — некорректное отношение к исходным данным, вследствие чего он получает неправдоподобные результаты. Так, например, для определения количества солей океанического происхождения в атмосферных осадках данные были взяты из статьи С. А. Дурова и Н. Е. Федоровой, согласно которым доля морских солей в гидрометеорах континентального происхождения составляет 5—25 %. Как по этому поводу писал автор [231], Дуров и Федорова подошли слишком просто к решению вопроса о количестве морских солей в атмосферных осадках на континенте. Они полагали, что весь хлор имеет морское происхождение, а доля других компонентов пропорциональна их содержанию в морской воде. Исходя из этого можно прийти к парадоксальному выводу: больше всего морских солей содержится в гидрометеорах, удаленных от морей, — в районах Средней Азии и Казахстана.

Интересные идеи об изменении характера влагооборота в истории Земли высказаны А. М. Алпатьевым [7]. Он пришел к выводу о том, что масса гидросферы и климат непрерывно менялись в результате взаимодействия астрофизических

и теллурических факторов, вместе с ними менялись и усложнялись типы влагооборота. А. М. Алпатыев намечает следующую смену типов влагооборота в геологическом аспекте времени:

а) геокосмический влагооборот, характеризующийся водообменом между Землей и космосом, связанный с началом образования Земли как планеты;

б) атмосферно-океанический влагооборот между океаном и атмосферой, возникший, по-видимому, в архее, когда суши почти не было;

в) атмосферно-континентально-океанический тип влагооборота, развивающийся по мере становления материков;

г) атмосферно-литосферно-биологический, или атмосферно-почвенно-биологический. Этот наиболее поздний тип влагооборота связан с возникновением и развитием биосферы. Он постепенно приобрел планетарное значение, особенно после выхода растений на сушу.

Последние три типа, выделенные Алпатыевым, следует считать вполне реальными. Они удачно отражают главные этапы эволюции круговорота воды на нашей планете. Геокосмический тип влагооборота, с нашей точки зрения, является пока проблематичным.

Попытаемся дать гидрохимическую интерпретацию перечисленным типам влагооборота. Самый древний на Земле, атмосферно-океанический тип влагооборота доминировал в те отдаленные времена, когда преобладающее значение имели водные просторы и суша не могла оказывать на него заметного влияния. По времени это совпадало с самой ранней абиогенной стадией развития Земли. Вполне естественно, что названный тип влагооборота представлял собою крайне однообразный замкнутый процесс водно-солевого обмена между океаном и атмосферой: сколько солей уходило в атмосферу, столько же возвращалось в океан. При этом не происходило существенных качественных изменений. Здесь мы обнаруживаем подтверждение защищаемой идеи о самых медленных темпах химической эволюции в абиогенную стадию.

По мере разрастания континентов постепенно формировался атмосферно-континентально-океанический тип влагооборота. Как доказывалось в предыдущих главах, первоначально континентальные воды не отличались от океанических, но потом приобрели свои индивидуальные черты. Собственно с этого момента начинается химическая эволюция океана — он стал обогащаться компонентами материкового происхождения. Атмосферно-континентально-океанический тип влагооборота появился в археозое и, по-видимому, играл ведущую роль в преобразовании ионно-солевого состава океана в течение археозоя, протерозоя и нижнего палеозоя.

Со времени зарождения жизни на Земле на мировую арену выступил атмосферно-литосферно-биологический тип влагообо-

рота. Однако влияние последнего на ускорение темпов эволюции гидросферы не только в протерозое, но и в нижнем палеозое сказывалось слабо. Как отмечает Алпатов [7], основная роль в этом типе влагооборота принадлежит растениям и почвам, поэтому он называет его также атмосферно-почвенно-биологическим. Но, по современным представлениям, растения впервые вышли на сушу в силуре — начале девона. Пышного развития наземная растительность достигла уже в карбоне. Вот с этого времени характеризуемый тип влагооборота занял ведущее положение в развитии гидросферы. Это был переломный момент в химической эволюции океана: темпы трансформации химического состава океанических вод резко возросли. Возникновение атмосферно-почвенно-биологического типа влагооборота изменило структуру водного баланса суши. Впервые сформировалась гидрографическая сеть современного типа.

В заключение укажем на общую тенденцию в развитии влагооборота на Земле, которая заключается в увеличении разнообразия его типов. Как пишет Алпатов, «каждый последующий тип влагооборота развивался на основе предыдущих, но это не следует понимать, как их отрицание и полную замену новым, более сложным типом влагооборота. В этом легко убедиться, если последовательно рассмотреть, какие типы влагооборота существуют на современной стадии развития природы Земли» [7, с. 8].

Глава 9

Об эволюции соленакопления

Крупный вклад в теорию формирования древних соляных залежей был сделан в нашей стране М. Г. Валяшко, А. А. Ивановым, Н. М. Страховым, М. П. Фивегом, С. М. Кореневским, А. М. Жарковым, М. К. Калинко, Ю. П. Казанским и др. Эмпирически установлено, что между комплексом солей в месторождениях и химическим составом современных океанических вод нет полного соответствия. У большинства известных морских галогенных формаций отмечаются обрывы галогенеза. Кроме того, соотношение мощностей горизонтов доломита, CaO , NaCl , калия, магния, хлоридов и сульфатов в месторождениях обычно не совпадает с соотношением этих же компонентов в океанической воде: сульфатные и галитовые отложения в отдельности или вместе имеют либо аномально большие, либо крайне малые мощности. По мнению автора, указанные расхождения были бы еще более разительными, если бы при сопоставлении

принималась во внимание вся соляная масса месторождения, включая рассолы (рапу), генетически связанные с солями.

В связи с этим уместно привести новое определение термина «галогенез», предложенное Валяшко [49]: галогенез — это процесс формирования на поверхности земли в открытых бассейнах путем постепенного сгущения испарением высококонцентрированных рассолов и выпадение из них в осадок и образование отложений разнообразных солей. В результате процесса галогенеза формируются не только отложения солей, но и основные запасы высококонцентрированных рассолов. Валяшко справедливо отмечает, что без учета формирующихся в процессе галогенеза рассолов невозможно понять и объяснить гидрохимические разрезы, включающие соленосные отложения.

Необходимо подчеркнуть и практический аспект нового толкования галогенеза. Ведь из него следует, что при оценке запасов соляного месторождения рационально подсчитывать количество солей и полезных компонентов не только в твердой, но и в жидкой фазе (рассолы промышленного значения). А для этого нужен комплексный подход к исследованию соляных месторождений с участием геологов, гидрогеологов, галургов, физикохимиков и т. д.

Как полагает М. П. Фивег [316], образование соляных залежей было осложнено тем обстоятельством, что между солеродным бассейном и открытым морем существовали промежуточные бассейны, которые обуславливали метаморфизацию рассолов. По пути движения потока в промежуточных бассейнах отлагались менее растворимые соли — карбонаты, гипс; солеродным (галитовым) бассейнам принадлежала только небольшая часть общей площади, в пределах которой происходило наибольшее концентрирование морской воды. Кроме того, в питании отшнуровавшегося от океана внутриконтинентального моря участвовали поверхностные и подземные континентальные воды. В период развития солеродных бассейнов морское соле-накопление часто сменялось континентальным и наоборот. Поэтому в ряде случаев даже на соседних месторождениях состав соляных отложений бывает неодинаков.

Всеобщее признание приобрело представление о том, что солеродные бассейны должны были быть частично изолированы от открытого моря каким-либо порогом или валом, что дает возможность объяснить увеличение концентрации рассолов. В противном случае концентрированные рассолы оттекали бы в океан благодаря существованию обратных течений. В то время как большинство исследователей имели в виду физический барьер, например органический риф, песчаный барили поднятие коренных пород морского дна, Скретон доказывал возможность существования динамического барьера, возникающего благодаря трению между водными массами различной плотности, наподобие того, как это происходит в р. Миссисипи [98]; эффек-

тивность такого барьера возрастает по мере уменьшения длины канала, соединяющего бассейн с открытым морем.

На основании исследования гидрологии Персидского залива Содден пришел к заключению, что баровая теория остается, вероятно, в силе для объяснения образования в геологическом прошлом калийных солей, но в ней нет необходимости при толковании происхождения сульфатов кальция и галита [98]. Обширные отмели также могли затруднять циркуляцию воды в крупных, частично изолированных мелководных морях, приводя к осаждению этих эвапоритов.

С опровержением традиционных взглядов на происхождение солеродных бассейнов выступили Н. А. Архангельский и В. Н. Григорьев [8] в статье о нижнекембрийских эвапоритовых бассейнах Сибирской платформы. На материале, полученном при изучении нижнекембрийских отложений юга и запада Сибирской платформы, и на основании некоторых простых расчетов авторы пришли к выводу о возможности существования при аридном климате солеродной зоны среди обширного мелководного водоема с постепенным переходом без барьеров от этой зоны к участкам, имеющим нормальную соленость морской воды. Авторы утверждают, что хотя современные солеродные бассейны, такие, как зал. Кара-Богаз-Гол, отвечают баровой теории, она не всегда верна применительно к геологическому прошлому, когда в отличие от наших дней в пределах аридных поясов существовали обширные мелководные эпиконтинентальные бассейны. Эти исследователи создали теоретическую модель, в которой отказались от идеи использования прибрежных баров. Высказанные ими на базе этой модели прогнозы как будто согласуются с распределением солей в нижнекембрийских толщах Сибири. Однако к тем же результатам можно прийти, если взять за основу концепцию Фивега. В своих теоретических построениях упомянутые авторы исходили из двух спорных положений: во-первых, из идентичности химического состава кембрийских и современных морских вод и, во-вторых, из существования рек в кембрийский период, оказывающих опресняющее и метаморфизирующее воздействие на рассолы кембрийских эвапоритовых бассейнов.

Н. М. Страхов [282], рассматривая условия образования доломитов, пришел к заключению, что палеозойские моря были мелководными, располагались в засушливой зоне, соленость их была повышена, с чем и было связано доломитобразование. Эти моря с повышенной соленостью были полуизолированы от океана системой островов и подводных отмелей, благодаря которым возникали настоящие лагуны, почти не связанные с океаном.

При сравнительном изучении разновозрастных отложений установлено, что древние соленосные, солеродные бассейны значительно отличались от современных как по своим размерам,

так и по геологической обстановке. Это были морские солеродные бассейны, которые в современную эпоху не существуют. Намечаются не только резкие отличия палеографических обстановок соленакопления, но и качественные изменения условий галогенной седиментации во времени.

Вопрос о существовании докембрийских соленосных толщ до сих пор остается открытым. В настоящее время ни в одном регионе Земли не установлены соленосные отложения заведомо докембрийского возраста; они лишь предполагаются в бассейнах Амадиес и Торренском в Австралии [112]. На территории Восточной Сибири условия, благоприятные для накопления эвапоритов, возникли в начале иркутского времени, т. е. на границе кембрия с докембрием. Предполагается, что в то время в геологической истории произошли крупные преобразования, приведшие к накоплению соленосных серий в обширных эпиконтинентальных бассейнах. Эти преобразования, вероятно, отразились и на условиях осаждения карбоната кальция, что привело к повсеместному и быстрому развитию скелетных организмов.

В фундаментальной монографии Жаркова [112] приводятся следующие сведения о соленосных формациях палеозоя. К настоящему времени в различных регионах Земли выявлено более 90 палеозойских соленосных серий. Они формировались в 28 бассейнах. Наиболее значительные по площади соленакопления моря существовали лишь в два периода палеозойской эры: кембрийский, когда осаждение солей в большинстве бассейнов несмотря на их значительные размеры происходило на 50 % площади бассейнов, и пермский, во время которого площади соленакопления нередко занимали в бассейнах 35—70 % их площади. В девонских и каменноугольных эпиконтинентальных бассейнах соленакопление шло на ограниченной площади, не превышающей 10—20 % всей площади бассейнов.

Общий объем каменной соли, накопившейся во всех палеозойских соленосных бассейнах, может быть оценен в $2,8 \times 10^6 \text{ км}^3$.

Основная масса каменной соли в палеозое, по существу, накопилась в две эпохи: раннекембрийскую, когда образовалось почти 41,4 % всего объема солей, и раннепермскую, когда осадилось не менее 38 % палеозойской каменной соли. В эти эпохи, таким образом, сформировалось около 80 % всего объема солей палеозойской эры. Только в кембрийский период существовали такие грандиозные солеродные водоемы, как Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский; в последующей истории палеозоя подобных эпиконтинентальных бассейнов не существовало.

Существенно иная обстановка галогенной седиментации в истории Земли началась со среднего девона и продолжалась в течение всего позднего девона и карбона. Этот этап соленакопле-

ния характеризовался сравнительно ограниченным соленакплением и преимущественно небольшими размерами соленосных бассейнов. Пермский период в палеозойской истории отчетливо выделяется как новый этап грандиозного соленакпления. На разных континентах образовались крупные соленосные бассейны, в которых накапливалась огромная масса каменной соли.

В соответствии с принятой у геологов и геохимиков классификацией, палеозойские соляные толщи по их составу Жарков делит на три типа: 1) хлоридный; 2) калийно-сульфатный и 3) натриево-сульфатный. Во всех перечисленных типах наиболее широко распространенными породами являются каменная соль и ангидрит (гипс). Соляные толщи хлоридного типа отличаются присутствием либо рассеянных включений, либо пластов значительной мощности калийных солей хлоридного типа (в основном сильвинита и карналлитовых пород). Калийно-сульфатные соляные толщи характеризуются наличием сульфатных калийных пород (каннитовые, лангбейнитовые, леонитовые и пр.). Соляные толщи натриево-сульфатного типа содержат сульфатно-натриевые соляные породы (глауберитовые, астраханитовые, тенардитовые и др.). Последние относятся исследователями к континентальному типу.

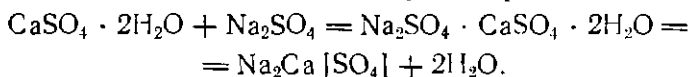
Согласно Жаркову, в истории палеозойского соленакпления отчетливо намечаются эпохи, когда происходило преимущественное накопление того или иного типа солей. Первая эпоха охватывает ранний и средний палеозой до карбона включительно. В это время почти во всех соленосных бассейнах формировались хлоридные соленосные отложения. К этой эпохе приурочено $1,53 \cdot 10^6$ км³ хлоридных соляных толщ, или 90,7 % общего их количества в палеозое. Вторая эпоха — позднепалеозойская, или пермская, — характеризовалась тем, что в это время накапливались преимущественно калийно-сульфатные соленосные отложения. Весь их объем приурочен именно к пермскому периоду. Калийно-сульфатные толщи составляют почти 85 % всего объема солей пермского периода. Начиная с каменноугольного периода, т. е. фактически с конца первой эпохи, появляются континентальные солеродные бассейны, в которых накапливались натриево-сульфатные соляные толщи.

Просматривая в монографии Жаркова сводную таблицу «Объем и типы палеозойских соленосных отложений», находим только два соленосных бассейна, принадлежащих к натриево-сульфатному типу — Маритайм (Канада) и Чу-Сарысуйский (СССР). Отличительной особенностью соленосной толщи бассейна Маритайм является наличие в ее разрезе глауберита ($\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$), который встречается повсеместно и как присутствует в глинистых породах, каменной соли и ангидритах, так и переслаивается с этими породами. Это обстоятельство и послужило основанием к отнесению названного соленосного

бассейна к натриево-сульфатному типу. Что касается Чу-Сары-суйского бассейна, то здесь в разрезе соленосной толщи зафиксирован также глауберит, который встречается в виде рассеянных вкраплений кристаллов и сростков в мергелях, а иногда образует прослои и линзы.

Таким образом, название «натриево-сульфатный» является в известной мере условным, поскольку в геологическом разрезе упомянутых бассейнов сульфатно-натриевых минералов (мирабилит, тенардит) не обнаружено. Типичные «натриево-сульфатные», соленосные бассейны появляются в кайнозое, причем в формировании их главную роль играли континентальные сульфатные воды.

По мнению исследователей, глауберит является вторичным минералом, образовавшимся из гипса под воздействием сульфатных рассолов. Так, Я. Г. Вант-Гофф [51] переход гипса в глауберит изображает в виде следующей реакции:



По нашему убеждению, появление кристаллов глауберита в пермских соляных толщах морского происхождения следует связывать с воздействием речного стока, содержащего сульфаты натрия. В нижепалеозойских соляных залежах отсутствие глауберита, по-видимому, объясняется слабым развитием речного стока в нижнем палеозое.

Начавшись в раннем кембрии, процессы галогенной седиментации развивались на суше почти непрерывно до конца неогена [121]. В триасе наряду с унаследованностью районов, где галогенез начался еще в пермское время, появился ряд новых мест галогенной седиментации. Процесс галогенеза с различной эффективностью продолжался в юрский и меловой периоды. Соленосные отложения были представлены в основном гипсоангидритовыми породами, галитом, калийными солями. В мезозойский период наряду с бассейнами хлормagneйного типа (IIIa) существовали бассейны ярко выраженного хлоркальциевого типа (IIIб). О последнем свидетельствует открытие мощных ископаемых залежей тахидрита ($2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) в меловых отложениях Бразилии [23, 351]. В залежи мощностью 100 м и более тахидрит ассоциируется с карналлитом, сильвином и галитом.

В кайнозойскую эру появились галито-глауберитовые, мирабилито-тенардитовые, астраханитовые и содосодержащие формации. Эта эра ознаменовалась значительным усилением галогенного соленакопления [122]. Основные районы галогенеза были приурочены к областям альпийской складчатости — межгорным впадинам и краевым прогибам. Согласно В. В. Благовидову [29], в неогеновое время на территории СССР существовала обширная область соленакопления. Разнообразные па-

географические и палеотектонические условия привели к формированию различных типов соленосных толщ: натриево-сульфатных в континентальных озерных бассейнах; смешанных калийно-сульфатных и натриево-сульфатных в заливах опресненных внутриконтинентальных морей; калийно-сульфатных и хлоридных в эпиконтинентальных бассейнах, связанных с морем нормальной солености.

Содовый тип соленакпления в дочетвертичное время на территории СССР пока не установлен, но известен в США. Крупные залежи троны ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) вскрыты на глубине 120—1050 м среди эоценовых отложений в Скалистых горах [21, 22].

Согласно Иванову, Фивегу, Страхову, размещение галогенных формаций разного возраста было связано с двумя главнейшими факторами: 1) изменением во времени и пространстве палеоклиматических условий и расположением поясов аридного климата и 2) особенностями тектонического развития Земли.

В завершающие орогенные этапы складчатости резко ухудшалась связь между океанами и эпиконтинентальными бассейнами, что создавало благоприятные условия для соленакпления в аридных климатических условиях.

Некоторые авторы ведущее значение в процессе соленакпления придают вулканизму. Так, по мнению М. К. Калинко [137], в отдельные периоды геологической истории Земли соленакпление имело почти глобальный характер и было связано с другими глобальными процессами, развивавшимися в те же периоды. Время образования полирегиональных соленосных толщ совпадает с эпохами развития вулканической деятельности или следует непосредственно за ними. Соленосные толщи располагаются либо непосредственно вблизи зон активной вулканической деятельности, либо в значительном удалении от них.

М. К. Калинко утверждает, что для формирования полирегиональных и региональных соленосных толщ требуются особые условия, так как накопление солей в них происходит «в результате поступления хлористого натрия не столько из океанических вод, сколько из других источников» [137, с. 41]. Другими же источниками, по Калинко, являются хлор, выносимый при вулканических эксгаляциях в газообразном состоянии, и натрий, выщелачиваемый из пород различного генезиса: магматических, осадочных и метаморфических. Атмосферные осадки, содержащие растворенный хлор, обладают повышенной агрессивностью. Как показывают расчеты, количество хлора выделяемого при извержениях, «вполне сопоставимо с общим количеством соли, содержащейся в основных толщах мира» [137, с. 45].

«Только интенсивный привнос вещества, который бывает при пароксизмах вулканической деятельности или размыве продуктов вулканизма, мог обеспечить накопление значитель-

ных масс солей в короткие промежутки времени», — пишет далее Калинин. В данной гипотезе, названной гипергенно-вулканогенно-осадочной, имеется рациональное зерно. Действительно, в эпохи интенсивной вулканической деятельности увеличивается поступление эндогенного материала в атмосферу и гидросферу. Естественно, что и водно-солевое питание эпиконтинентальных морей, особенно расположенных вблизи вулканов, становится более обильным. На заре геологической истории, как полагают, эндогенный фактор сыграл главную роль в образовании Мирового океана и вообще гидросферы. Тем не менее чтобы показать преимущество рассматриваемой гипотезы по сравнению с теорией морского происхождения солей, необходимо сопоставить количество солей, поступающих в эпиконтинентальный бассейн со стороны океана, с количеством солей, поступающих из вулканических очагов. Такой сравнительной оценкой Калинин в своей монографии не приводит. Он ограничивается приведением ориентировочных расчетов суммарного количества хлора, выносимого вулканами на поверхность Земли в течение фанерозоя.

Попытаемся ответить на поставленный вопрос чисто логически. Могут быть три пути поступления хлоридов вулканического генезиса в морской бассейн: с атмосферными осадками, речными и подземными водами. Первый источник водно-солевого питания не может привести к осолонению отчленившегося морского бассейна, ибо там, где много выпадает осадков, будет идти обратный процесс — опреснение. Из остальных источников надо отдать предпочтение рекам, поскольку расходы их, как правило, во много раз превосходят расходы подземных потоков. Реки, безусловно, являются крупными поставщиками солей. Однако для кембрийских соленосных формаций роль их была второстепенной, поскольку речная сеть, по существу, сформировалась только в конце девона (см. главу 14). Что касается пермского и последующих геологических периодов, то роль речного стока сводилась в основном к обогащению океанических и морских вод не хлоридами, а сульфатами. Подземные воды, несмотря на их большую минерализацию, играют второстепенную роль в водно-солевом балансе крупных водных бассейнов.

Только поступление больших масс морских вод в прогибающиеся бессточные впадины в сочетании с аридным климатом могло обеспечить большие скорости накопления солей. Процессы соленакопления в прошлые геологические периоды совершались в гигантских масштабах и отличались от современных. Мы имеем о них весьма приближенное представление. Тем не менее наши рассуждения о соотношении роли магматического и морского факторов в образовании соляных залежей соответствуют действительному положению вещей. О масштабах морского соленакопления можно судить по следующему примеру. В настоящее время в Красное море направлен поток

океанических вод, приблизительно равный по своему расходу р. Волге в меженный период (2000 м³/с). Как известно, пресная волжская вода опреснила Каспийское море и обогатила его сульфатами. Минерализация океанических вод примерно в 70 раз выше волжских. Если бы вместо Волги в Каспийское море был направлен аналогичный поток океанических вод, то, вероятно, мы имели бы крупнейший для современной эпохи самосадочный бассейн.

Если принять во внимание, что размещение галогенных формаций было связано с особенностями тектонического развития Земли, то совпадение во времени эпох, благоприятных для накопления эвапоритов, с эпохами интенсивного развития проявления вулканизма будет вполне объяснимой. Ведь усиление тектонических процессов сопровождается нарушениями в земной коре, а это способствует миграции магмы и излиянию ее на дневную поверхность.

Некоторые авторы крайне преувеличивают роль глубинных процессов в формировании соленосных толщ. Такого рода представления наиболее полно изложены в монографии В. И. Созанского [273]. Этот автор полностью отрицает морское происхождение соляных залежей. Он указывает на два главных противоречия в теории морского соленаккумуляции: 1) отсутствие морской фауны в солях и 2) наличие вулканогенных пород в галогенных формациях. В. И. Созанский указывает на приуроченность процессов солеобразования к периодам активной вулканической деятельности и при этом отрицает зависимость накопления солей от климатических условий. Соленаккумуляция осуществляется в тектонически активных впадинах, а сам процесс генетически связан с вулканическими явлениями. В то же время автор утверждает, что формирование соленосных толщ не является процессом, производным от вулканизма, а наличие диабазов в солях свидетельствует лишь о том, что и соли, и диабазы поступали в соленосный бассейн по крупным расколам в коре из внутренних зон Земли и, следовательно, имеют одну и ту же глубинную природу.

В итоге Созанский приходит к кардинальному выводу, «что соленосные толщи формировались благодаря поступлению из глубин ювенильных горячих рассолов. Выпадение в осадок солей связано с изменением термодинамического равновесия рассолов» [273 с. 183]. Таким образом, по Созанскому, огромные массы захороненных солей, подобно многим рудным месторождениям, имеют гидротермальное происхождение. Гипотеза Созанского была нами подвергнута критическому разбору [237]. Эта гипотеза еще менее обоснована, чем гипотеза Калинин.

Проблему эволюции галогенеза рассматривали в своих работах Н. М. Страхов, М. Г. Валяшко, А. А. Иванов, М. П. Фивец, А. Л. Яншин, М. А. Жарков и в последнее время Ю. Ф. Кореннов. Свои взгляды на эволюцию соленаккумуляции Страхов

сформулировал следующим образом: «Несмотря на значительную абсолютную длительность геологического времени, протекавшего с конца протерозоя до ныне, и равную $500 \cdot 10^6$ лет, в минералогическом составе соляных пород не отмечается никаких признаков необратимой эволюции» [285, с. 493]. Эволюция, по Страхову, выразилась в смене геологических обстановок седиментации, вследствие чего галогенез порою развивался интенсивно, порою слабо; менялись зоны соленакпления на поверхности Земли в связи с миграциями аридных ареалов в целом. Все эти количественные, а не качественные изменения создавались воздействием чисто тектонических факторов, а не физико-химических условий. Эволюция последних на поверхности Земли как бы проходила мимо галогенеза, не задевая его и не воздействуя на него. Это, конечно, не случайно. Ибо эволюционировали такие стороны физико-химической обстановки — давление, CO_2 , O_2 , общая соленость гидросферы, биос, которые отношения к галогенезу не имели и на него поэтому не влияли [285, с. 505].

И так, Страхов не обнаруживает признаков необратимой эволюции в процессах галогенеза. Возможно, он пришел бы к другому выводу, если бы сопоставил не только минеральный состав солей разных геологических периодов, но и химический состав сопряженных с ними рассолов.

Аналогичные взгляды высказывает Иванов [121]. Он подчеркивает сходство вещественного состава морских галогенных наиболее древних нижнекембрийских формаций с самыми молодыми формациями неогенового возраста и с рядом промежуточных между ними по возрасту галогенных формаций. Однообразие комплекса слагающих их минералов (гипсы, ангидриты, каменная соль) прослеживается не только на территории СССР, но и на всем земном шаре. Отсюда Иванов приходит к заключению, что «соляной состав морской воды на протяжении геологических периодов и эпох если и менялся, то в очень ограниченных пределах» [121, с. 389].

По мнению Иванова, имела место метаморфизация морской воды и тех конечных соляных растворов, из которых кристаллизировались соли.

Указанное Ивановым сходство разновременных морских галогенных формаций нельзя принимать за неопровержимое доказательство постоянства или малой изменяемости состава морской воды во времени. Дело в том, что гипс и галит могут выпадать из растворов, довольно сильно различающихся по понному составу, в чем можно убедиться путем построения соответствующих физико-химических диаграмм, на которых вырисовываются поля кристаллизации этих солей. Различия будут наблюдаться в размерах полей и, следовательно, в количествах кристаллизующихся солей. Участие гипса и галита в галоген-

ных формациях в разные геологические периоды, несомненно, было не одинаковым, а это уже говорит об изменяемости состава рассолов.

Итак, господствующие представления об эволюции соленакопления сводятся к следующему: эволюция галогенеза в истории Земли выразилась в смене геологических обстановок седиментации и интенсивности соленакопления, а не в изменении вещественного состава галогенных формаций. По мнению Жаркова [111], именно направленные изменения количественных соотношений минералов и пород разновозрастных соляных толщ как раз и могут свидетельствовать об эволюции соленакопления в геологической истории. Следует провести количественный подсчет пород внутри разновозрастных соленосных пород. Только после этого можно будет обоснованно судить об эволюции вещественного состава галогенных формаций.

Такого рода ориентировочные подсчеты для палеозоя были сделаны Жарковым. Эпохами грандиозного солеобразования являлись раннекембрийская, раннепермская, поздний триас, поздняя юра, ранний мел и неоген (в основном миоцен). Полученные за последнее время дополнительные материалы подтверждают выводы Страхова [285] о том, что в истории Земли эволюция галогенеза выразилась в изменении геологических обстановок седиментации и интенсивности соленакопления; происходили направленные изменения условий седиментации от накопления соленосных серий в грандиозных эпиконтинентальных солеродных бассейнах до осаждения галогенных осадков в большом количестве сравнительно ограниченных по площади водоемов.

Чтобы ответить на вопрос, происходит или нет эволюция вещественного состава соленосных серий в геологической истории, Жарков [111] проанализировал характер распространности типов соленосных отложений во времени и установил, что в истории соленакопления наблюдаются не только направленные изменения геологических обстановок седиментации и интенсивности солеобразования, но и эволюция вещественного состава соленосных отложений. Последняя выражается в появлении начиная с конца палеозоя больших масс калийно-сульфатных и натриево-сульфатных солей, максимальное развитие которых фиксируется в поздней перми и неогене.

Эпохи калийно-сульфатного соленакопления приурочены к главным этапам герцинской и альпийской складчатости.

Для объяснения причин направленного изменения вещественного состава соленосных серий в геологической истории Жарков выдвигает три следующие концепции:

- 1) эпохи хлоридного соленакопления (ранний и средний палеозой, поздний мезозой) отличались интенсивным развитием процессов прямой метаморфизации (по Валяшко). Наиболее широкое развитие, эти процессы получили в главные этапы

байкальской и каледонской складчатости, когда осуществлялись накопления основного объема солей;

2) существование эпох калийно-сульфатного соленаккопления логично объяснить резким возрастанием в завершающиеся этапы герцинской и альпийской складчатости обратной метаморфизации, связанной с поступлением в солеродные бассейны большого количества вод, обогащенных сульфатами магния;

3) направленное изменение вещественного состава соленосных толщ могло быть обусловлено эволюцией солености Мирового океана. В последнем варианте смена во времени типов соленосных толщ могла быть связана с изменением количества сульфатов в водах океана. В конце палеозоя и, вероятно, во вторую половину кайнозоя, когда шло преимущественно образование калийно-сульфатных солей, количество сульфатов могло быть более высоким. Вполне вероятно, что это было связано с интенсивным проявлением орогенического вулканизма в главные эпохи складчатости (герцинской и альпийской) и значительным выносом в это время сернистых соединений, быстро превращающихся в сульфаты.

М. А. Жарков высказывает предположение о том, что современный состав океанических вод начал формироваться с конца палеозоя и в основном сложился во вторую половину кайнозоя после альпийской складчатости.

Только что изложенные первые две концепции представляют, по существу, пересказывание взглядов Валяшко. С нашей точки зрения, они неверны, остановимся на них несколько ниже. Идея же об эволюции солености океана является прогрессивной и заслуживает дальнейшей разработки. Автор этих строк давно пропагандирует эту идею, однако главную роль в трансформации океанических вод он отводит не вулканизму, а материковому стоку.

Здесь уместно привести высказывания А. Л. Яншина. «В докембрии, — пишет он, — не только раннем, но и позднем, Мировой океан имел воду с совсем другим составом солей, чем в современную эпоху; сейчас это можно считать доказанным. Однако и за фанерозойское время, т. е. за последние 600 млн. лет, состав вод Мирового океана, по-видимому, подвергался существенным изменениям как в отношении общей величины солености, так и в отношении состава растворенных солей» [338, с. 13].

Эволюция химических типов соленосных толщ наглядно показана на рис. 3. Выше отмечалось, что натриево-сульфатный тип в палеозое выражен очень нечетко (присутствует лишь глауберит). Типичные натриево-сульфатные соляные залежи (с мирабилитом) получили развитие, по-видимому, только в неогене (Чуль-Адырь).

Нетрадиционные взгляды об эволюции химического состава вод океана в палеозое высказаны Коренновым [157]. Этот ис-

следователь попытался по солевому составу калиеносных эвапоритов воссоздать примерный химический облик рассолов древних солеродных бассейнов, а также состав вод океана, питающего солеродные бассейны. Он пришел к заключению о существовании необратимой эволюции минералогическо-петрографического состава калиеносных соляных толщ в геологической истории. При этом соляные калиеносные толщи хлоридного («бессульфатного») типа возникали на всем протяжении фанерозоя, получив исключительное (100 %) развитие в раннем и среднем палеозое; соляные калиеносные толщи сульфатно-хлоридного типа преобладали в отложениях позднего палеозоя и мезозоя, впервые появляясь в раннепермскую эпоху; калиеносные эвапориты сульфатного типа начали существовать лишь в кайнозое. Отсюда был сделан эмпирический вывод о направленности эволюционного процесса во времени от хлоридного типа к сульфатно-хлоридному и далее к сульфатному типу.

Ю. Ф. Коренновым защищается тезис о том, что солевой состав вод Мирового океана в раннем и среднем палеозое относился к хлоридному химическому типу (классификация Валяшко) и существенно отличался в качественном отношении от современных океанических вод. Таким образом, защищаемая нами идея о существовании палеозойских «хлоркальциевых морей» нашла новое подтверждение.

Касаясь причин бессульфатности калиеносных эвапоритов, многие исследователи обычно указывают на речной сток как главный метаморфизирующий фактор, обуславливающий обесульфативание морских вод. Так, А. Е. Рыковсков [257] обесульфатность соляных месторождений калийных солей объяснил процессами метаморфизации рапы солеродного водоема, вносимый в него глинистым материалом и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

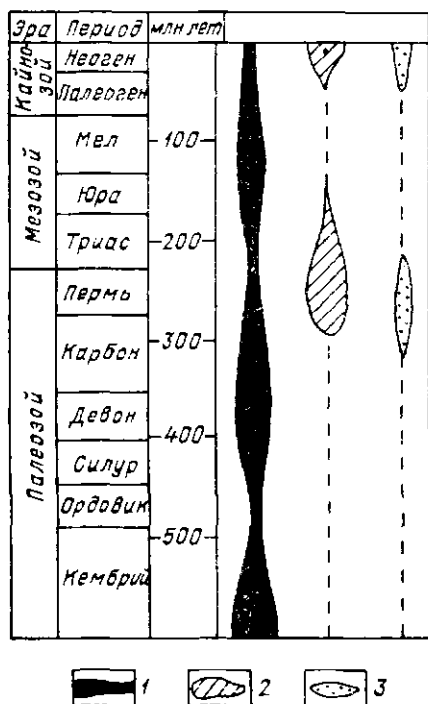
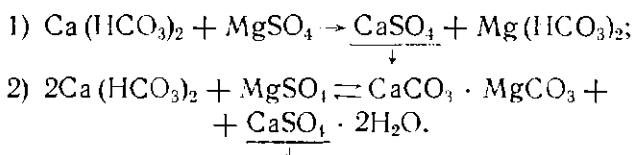


Рис. 3. Возрастное распределение типов соленосных толщ, по М. А. Жаркову.

1 — хлоридный; 2 — кальциево-сульфатный; 3 — натриево-сульфатный.

Позднее Валяшко экспериментально доказал возможность метаморфизации рассолов сульфатного типа путем приливания к ним раствора $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Согласно Валяшко, на высоких стадиях концентрирования, когда в озере идет садка солей, главными метаморфизующими реакциями являются реакции взаимодействия между MgSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ по следующим схемам:



По мнению Страхова, из этих двух реакций главное развитие имеет первая, тогда как вторая едва намечается. В одной из своих монографических работ [234] автор писал, что влиянием речного стока нельзя объяснить причину бесульфатности соляных озер, а тем более ископаемых соляных месторождений. Речные воды — это не чистые «гидракарбонатные кальциевые растворы»; они содержат порядочно сульфатов. Приток речных вод в водоем вызовет не «обессульфачивание», а, наоборот, «осульфачивание» его вод. В этом автор наглядно убедился на примере изучения соляных озер Казахстана [225]. При речном типе соленакопления образуется озеро сульфатно-натриевого (тип II) типа. Кроме того, палеографические данные говорят о том, что в нижнем палеозое речная сеть вообще отсутствовала. Могли существовать только временные потоки.

Недавно Кореннов [156] произвел грубо количественный расчет, показавший крайнюю маловероятность перехода рапы раннекембрийского усольского солеродного бассейна Восточной Сибири, где отлагались «бесульфатные» эвапориты, из сульфатного в хлоридный тип под воздействием $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, находившегося в речных водах. В своих расчетах Кореннов исходил из ряда допущений: по составу вода кембрийского океана была аналогична современной океанической воде, в моря поступали речные гидрокарбонатные кальциевые воды, испаряемость была равна 2500—2800 мм/год и т. д.

Особое значение для познания эволюции галогенеза имеет изучение одного из древнейших и крупнейших в истории Земли кембрийского галогенеза Сибирской платформы. В. М. Пустыльников [244], опираясь на геохимические данные, построил качественную модель кембрийского галогенеза. Чтобы выяснить главные источники питания рассматриваемого бассейна этот автор использовал результаты изучения изотопов серы сульфатов кальция (ангидрита). Значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатах кальция кембрийской соленосной формации оказались близкими к средним значениям $\delta^{34}\text{S}$ для сульфатов кембрийского океана (+27‰). Это указывает на то, что определяющую роль

в питании кембрийского солеродного бассейна играли морские воды океанического происхождения.

Кембрийские соленосные отложения по сравнению с более молодыми соленосными формациями отличаются большим содержанием доломитов внутрисоленосных толщ. Это обстоятельство Пустыльников предположительно связывает с большим, чем в современном океане, содержанием карбонатов в водах докембрийского океана и соответственно с большим содержанием углекислоты в атмосфере. Указанный автор полагает, что кембрийский галогенез на Сибирской платформе состоял из трех крупных циклов, причем на заключительных этапах циклов господствовал экстрааридный климат. Если судить по десятикратному росту концентрации брома в галите, испарение происходило вплоть до эвтоники. В солевом составе кембрийского моря преобладали хлориды натрия, но присутствовали также хлориды кальция, магния и калия, т. е. кембрийское море относилось к хлоркальциевому типу.

Основное метаморфизирующее влияние на солевой состав океанов и морей могли оказывать так называемые соли — антагонисты Na_2SO_4 и NaHCO_3 по отношению к CaCl_2 и MgCl_2 , присутствующим в древних океанах и морях. Названные соли-антагонисты и в современную эпоху играют главную роль в трансформации океанических вод. Они как раз вносятся континентальным стоком.

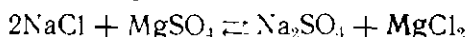
По утверждению Е. Ф. Станкевича [281], континентальным стоком в солеродный бассейн вносятся глинистый материал и основная масса (около 70 %) карбонатов и сульфатов кальция. С нашей точки зрения, сульфаты кальция не являются существенной составной частью солевой массы континентального стока. К указанному выводу Станкевич пришел потому, что исходил из неправильных предпосылок о минерализации и химическом составе континентального стока. Так, средняя минерализация континентального стока в океан не 400 мг/л, как пишет Станкевич, а всего 80 мг/л [6]. Средний ионный состав континентального стока, по Алексину, принадлежит ко второму типу (сульфатно-натриевый тип, по Сулину). Для него характерно соотношение $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+}$ (подтип IIa). Средний состав речных вод, по Кларку, также относится к подтипу IIa. Воды сульфатно-натриевого типа с соотношением $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+}$ не способны снабжать питаемые ими водоемы сульфатами кальция. На примере изучения соляных озер Казахстана автор убедился, что среди осадочных солей озер гипс, как правило, отсутствует, если в области питания озера нет гипсоносных отложений.

Обратимся теперь к химической эволюции континентального соленакпления. При изучении солевых аккумуляций этого типа возникают трудности двойного рода. Во-первых, крупные солевые залежи континентального типа в чистом виде встре-

чаются как исключение, поскольку в их образовании участвуют обычно и морские воды. Во-вторых, незначительные древние континентальные соленакопления не сохранились до наших дней. Крупные соляные залежи имеют преимущественно морское или континентально-морское происхождение.

Подчеркнем разницу между понятиями «морские» и «континентальные» соли. Под морскими солями подразумеваются соли, поступающие в солеродный бассейн либо с морскими водами, либо с континентальными водами в результате размыва более древней соляной залежи морского генезиса. Под солями же континентального происхождения надо понимать те растворимые соли, которые образуются в коре выветривания изверженных и осадочных пород, не содержащих галогенных морских минералов. Континентальные соли отличаются от морских ассоциацией минералов, в частности повышенной сульфатностью.

И. К. Жеребцова [114] отмечает, что в районах с резко континентальным аридным климатом присутствие сульфатов магния в растворе является неустойчивым. Объясняется это большой чувствительностью реакции



к изменению температурных условий. Растворимость сульфата натрия при пониженной и отрицательной температуре резко падает, идет кристаллизация мирабилита, что приводит к появлению в растворе хлоридов магния. В случае изоляции выпавшего в твердую фазу мирабилита первоначально континентальный тип рассола метаморфизуется в рассол «ложного морского облика». Рассолы этого типа значительно обеднены микрокомпонентами по сравнению с таковыми рассолами морского генезиса. В глубине континентов встречаются самосадочные озера, содержащие соли морского происхождения. Таковы галитовые озера Баскунчак, Эльтон, Индер. Вообще соляные озера Прикаспийской низменности содержат соли в основном морского генезиса, так же как и питающие озера грунтовые воды [238]. Однако «чистые» галитовые озера могут зародиться и при континентальном соленакоплении.

Ю. В. Баталин и Е. Ф. Станкевич [24], характеризуя условия формирования континентальных соленосных отложений, обходят молчанием вопрос об источнике поступления солей. В связи с этим у них в одну генетическую категорию попадают «сульфатные» озера Кара-Богаз-Гол, Кучукское и Кулундинское. В действительности между этими озерами ничего общего нет как по ассоциации солей, так и по их генезису. Кучук и Кулундинское — это типичные континентальные озера сульфатно-натриевого (тип IIa) типа с речным соленакоплением. Кара-Богаз-Гол следует отнести к категории озер с континентально-морским соленакоплением. Оно принадлежит к хлормаг-

ниевому (тип IIIa) типу. Вода Каспийского моря обогащается сульфатами вследствие привноса их волжскими водами, однако вода самой р. Волги имеет необычный для речных вод ионный состав. Она выделяется повышенным содержанием сульфатов и хлоридов, что связано с распространением в бассейнах рек Камы и Оки пермских соленосных и гипсоносных отложений [234].

При объяснении генезиса континентальных соляных отложений Баталит и Станкевич целиком стоят на позиции теории метаморфизации. Они не учли нашу кригтику этой теории [227], а также игнорировали результаты десятилетних исследований, выполненных автором настоящей работы на соляных озерах Казахстана. Пишущий эти строки не может присоединиться ко многим трактовкам Баталина и Станкевича, относящимся к генезису континентальных соленосных отложений.

Современная эпоха характеризуется наибольшим разнообразием химических типов солевых аккумуляций, хотя масштабы соленакпления по сравнению с предыдущими эпохами очень незначительны. Преобладающая роль принадлежит континентальному соленакплению. Автором исследовались соляные озера Казахстана [225]. В их твердой фазе содержатся в зависимости от типа озера различные минералы: галит, мирабилит, тенардит, астраханит, эпсомит, глауберит, гипс, сода. Кроме перечисленных в озерах Казахстана периодически наблюдаются другие, менее распространенные минералы (гексагидрат, бишофит, бигидрат хлористого натрия), которые могут кристаллизоваться только в определенных специфических условиях.

Самым распространенным минералом в самосадочных озерах Казахстана и других районов с аридным климатом является галит. Гипс очень редко образует самостоятельные горизонты в отложениях озер, его кристаллы обычно присутствуют в донных илах.

Среди соляных озер Казахстана встречаются все три типа, предусмотренные классификацией Валяшко: хлоридный, сульфатный и карбонатный. Согласно Валяшко, между химическими типами озер существует генетическая связь: карбонатный тип \rightleftharpoons сульфатный тип \rightleftharpoons хлоридный тип. Стрелки слева направо указывают направление нормального прямого хода метаморфизации, а справа налево — обратного. Направление процессов метаморфизации зависит от физико-географических условий, в которых озеро находится.

Прямой, нормальный процесс, по Валяшко, идет при увеличении сухости климата, что вызывает концентрирование рассолов и тенденцию перехода в хлоридный тип. Изменение состава озерных вод в обратном направлении, т. е. накопление в растворе ионов SO_4^{2-} и далее ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- с соответствующим изменением катионного состава, называется

обратным процессом метаморфизации. Такое направление метаморфизации связано с увлажнением климата.

По сути дела, схема Валяшко должна отражать идею эволюции минерального озера. Согласно этой схеме, содовое озеро в процессе засоления превращается сначала в сульфатное и далее в хлоридное. При рассолении, следовательно, имеют место противоположные превращения. Однако при такой трактовке развитие идет по кругу, и, по существу, никакой эволюции нет. Как показывает многолетний опыт изучения минеральных озер, в природных условиях такого рода глубокие преобразования химических типов озер не имеют места. За период существования озера в составе его соляной массы, конечно, происходят существенные преобразования, но химический тип озера чаще всего сохраняется. Метаморфизация имеет ограниченные пределы.

Характерной особенностью озер хлоридного типа является присутствие в их рапе (рассоле) хлоридов кальция. По классификации Алекина (с добавлением Е. В. Посохова), воды такого состава относятся к типу IIIб, а по классификации В. А. Сулина — к хлоркальциевому типу. Геологическими работами вполне достоверно установлено, что озера достаточного хлоридного типа формируются только при условии их питания глубинными рассолами того же типа, т. е. хлориды кальция поступают в озера из глубинных горизонтов в готовом виде. К числу таких озер относятся Баскунчак в Заволжье, озера перекопской группы (Крым), Мертвое море в Палестине [239]. На обширной территории Центрального Казахстана таких озер, по существу, нет [225].

Хлориды кальция — специфический компонент глубинной обстановки [287]. В современных поверхностных условиях хлориды кальция неустойчивы ввиду присутствия в речных и подземных водах зоны свободного водообмена солей — антагонистов Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaHCO_3 . Благоприятные условия для существования хлоридных морей и озер были в нижнем палеозое, когда речной сток еще не сформировался, а ионный состав поверхностных вод был иным.

Принадлежность озера к тому или иному химическому типу определяется не процессами метаморфизации, а условиями его питания. В водно-солевом питании соляных озер участвуют различные источники, что позволяет выделить несколько типов источников соленакопления: 1) речной; 2) крупных водных бассейнов; 3) глубинных подземных вод; 4) грунтовых вод; 5) поверхностно стекающих талых и дождевых вод. При речном соленакоплении, естественно, должны формироваться озера сульфатно-натриевого подтипа, поскольку речные воды, за немногим исключением, содержат сульфаты натрия. Многие крупные озера Казахстана, питающиеся речным стоком, отличаются по-

вышенной сульфатностью. В них периодически садятся мирабилит и тенардит.

Второй тип соленакопления аналогичен морскому. По периферии таких крупных водных бассейнов, как Каспийское, Аральское моря и оз. Балхаш, расположены генетически связанные с ними самосадочные озера, питавшиеся в прошлом или питающиеся сейчас водами этих бассейнов. В данных условиях формируются озера сульфатно-натриевого (связанные с оз. Балхаш) или хлоридно-магниевого (связанные с Каспийским морем) подтипов.

Глубинные подземные воды обычно содержат мало сульфатов, поэтому при третьем типе соленакопления образуются озера, богатые хлоридами, обычно хлормagneиевого подтипа (тип IIIa) и в редких случаях хлоридного типа (хлоркальциевый). Разнообразие состава озер, питаемых грунтовыми водами, обусловлено различным составом этих вод. Встречаются соляные озера как сульфатного, так и (значительно реже) карбонатного (точнее, содового) типа. В озера с поверхностным питанием вносятся соли, освобождающиеся при почвообразовательных процессах и выветривании горных пород. Существует тесная зависимость состава вод озер от состава водонерастворимых солей, образующихся в их области питания.

Современные океанические и морские воды относятся к хлормagneиевому подтипу сульфатного типа по классификации Валяшко. Поэтому если источником соленакопления служит морская вода, то формируется соляное озеро хлормagneиевого подтипа (тип IIIa). Такого типа озера, возникшие из отпнуровавшихся лагун, имеются в Крыму. Главная масса солей поступает в них из Черного моря путем фильтрации морских вод через пересыпь. Но если в питании озера, кроме морских, участвуют глубинные воды хлоркальциевого типа, то образуется соляное озеро хлоридного типа.

Наглядной моделью, иллюстрирующей процесс образования залежей морских солей, является зал. Кара-Богаз-Гол, однако взаимоотношение внутриконтинентальных морей с океаном может быть более сложным. Для примера назовем Красное море. Через пролив, соединяющий это море с океаном, совершается своеобразное послойное течение океанических и морских вод в двух противоположных направлениях. Верхние слои потока океанических вод направлены в Красное море, нижние же слои более минерализованных морских вод скатываются в океан. При такой ситуации накопления солей в Красном море, по-видимому, не происходит. Чтобы превратить этот водоем в самосадочный бассейн, необходимо очевидно сузить пролив до таких размеров, при которых исключалось бы движение морских вод в океан.

Изложенным выше не исчерпывается разнообразие источников соленакопления в современную эпоху. В районе дейст-

глубинные рассолы и гидротермы, причем соотношение между перечисленными элементами приходной части водно-солевого баланса могло быть совершенно различным. Моря, генетически тесно связанные с океаном, повторяют его эволюционный путь. К этому типу принадлежит эпиконтинентальные моря палеозойской эры, обладающие колоссальными размерами, вследствие чего влияние других факторов на их солевом составе сказывалось в малой степени. В мезозойскую и кайнозойскую эры размеры морских бассейнов были сравнительно небольшими и в их водно-солевом питании заметную роль играли континентальный сток, глубинные рассолы и гидротермы. В зависимости от того, какой из перечисленных элементов доминировал, шло убыстрение или замедление химической эволюции моря по сравнению с эволюцией океана.

В условиях районов соленакпления разного возраста более молодые залежи могут унаследовать химический тип солеродных бассейнов более древнего возраста, если в формировании этих залежей участвовали рассолы и соли, генетически связанные с древними солеродными формациями. Залежи хлоридного типа могут возникнуть, если в питании солеродного, отмежевавшегося от океана бассейна участвовали мощные хлоркальцевые гидротермы. По-видимому, указанными причинами представляется возможным объяснить образование соляных месторождений хлоридного типа мезозойского и кайнозойского возраста.

К типу IIб могут принадлежать только внутриконтинентальные моря, в питании которых главную роль играет речной сток. В результате концентрирования вод подобных морей наряду с галитом кристаллизуются такие минералы, как глауберит, мирабилит и другие сульфатные минералы (месторождение Чуль-Адыр). К типу IIб принадлежит Аральское море. Каспийское море относится к типу IIIа, но содержание хлоридов магния в нем (%) примерно в два раза меньше, чем в морской воде нормального состава.

Надо иметь в виду, что в необычных природных условиях формирование солевого состава морского бассейна может идти своими особыми путями. Так, в Черное море впадает много больших рек, принадлежащих преимущественно к типу IIа, но тем не менее накопление сульфатов в нем не имеет места. Вследствие специфических особенностей гидрохимического режима в Черном море интенсивно идут восстановительные процессы поэтому черноморская вода обеднена сульфатами по сравнению с океанической.

Следует подчеркнуть, что подобного рода специфические явления, связанные с многообразием природных условий, осложняют общую картину химической эволюции гидросферы и крайне затрудняют ее расшифровку. Приведенные выше схемы направленного изменения химических типов вод океанов, морей

и озер нельзя рассматривать как процесс «прямой метаморфизации» в интерпретации Валяшко. Термин «метаморфизация» правомерно употреблять только в более узком смысле как частный случай формирования химического состава природных вод. Метаморфизация — это изменение химического состава вод под влиянием выпадения осадка, катионного обмена и де-сульфатизации [6].

Смену химических типов природных вод можно интерпретировать следующим образом. «Кислые моря» существовали на самых ранних стадиях развития Земли. Нейтрализация их произошла раньше нейтрализации вод Мирового океана. На смену им появились «хлоркальциевые моря», которые, по-видимому, пользовались исключительным распространением в археозое, протерозое и нижнем палеозое. «Вымирание» этого типа началось в девоне вследствие возникновения гидрографической сети. В верхнем палеозое зародились «хлормagneвые моря», но наряду с ними продолжали существовать и хлоркальциевые моря.

Для мезозойской эры характерными были, по-видимому, моря хлормagneвого типа. И, по всей вероятности, этот химический тип занимал господствующее положение в палеогеновый период. «Вымирание» хлормagneвых морей началось в неогене. Именно в этот геологический период впервые получили развитие моря с высокой сульфатностью, в которых были возможны естественная садка мирабилита и образование глауберита (тип IIб). В неогене же существовали обширные озерные бассейны (типа морей) с содовой садкой (тип I):

Из приведенной выше схемы следует, что хлоркальциевые моря «проходят» через всю геологическую историю. В настоящее время представителем их является Мертвое море в Палестине. Но это море-озеро не является продуктом современных физико-географических условий. Оно сохраняет свой хлоркальциевый тип только потому, что питается древними подземными хлоркальциевыми рассолами. Уже в мезозое создавшаяся окислительная обстановка не была благоприятной для существования хлоркальциевых морей. Тем не менее в соответствующих условиях, о которых только что говорилось, моря такого типа формировались и с ними генетически были связаны своеобразные «бессульфатные» соляные залежи.

Схема последовательной смены типов озер и постепенного увеличения разнообразия их химического состава выведена автором чисто абстрактным путем, исходя из общей тенденции химической эволюции гидросферы. Надо иметь в виду, что для упрощения мы пользуемся крупными классификационными единицами. Внутри каждого химического типа можно выделить целую гамму групп и классов. В действительности химический состав озерных вод несравненно более разнообразен, чем следует из предложенной схемы. Полное представление о бесконечном

разнообразии природных вод современной эпохи можно получить из фундаментального труда В. И. Вернадского.

Характерными для современной эпохи являются химические типы озер IIa, IIб, I. К этим же типам за немногими исключениями относятся речные воды. Озера типа IIIa обычно генетически связаны с морем; они также образуются, если в области их питания залегают морские соленосные отложения. Озера типа IIIб зарождаются в специфических условиях, что как раз подтверждается их чрезвычайной редкой встречаемостью.

Остановимся еще на одном интересном явлении. Среди современных рассольных озер можно встретить представителей с почти чистым хлоридным натриевым или хлоридным магниевым рассолом. Как могли возникнуть озера подобного состава? Исследование природных условий их нахождения позволяет уверенно заявить, что причиной их образования являются процессы дифференциации ионного состава озерных рассолов под воздействием тех или иных факторов. Так, хлоридный натриевый состав присущ соляным озерам, пережившим длительную стадию полного усыхания, а затем подвергшихся обводнению (Джаксыгуз в Северном Казахстане). Отложившаяся в таком озере поверх слоя галита рыхлая корка горьких солей Na^+ и Mg^{2+} подверглась во время засухи полному выдуванию, а затем с наступлением влажных лет произошло растворение слоя галита и образование «чистого» хлоридного натриевого озера. В данном случае освобождение озера от горьких солей осуществилось под влиянием эолового фактора.

Причиной образования почти «чистых» хлоридных магниевых озер являются переливы рапы из одного озера в другой при расположении их в одной общей котловине, но на разных высотных отметках. Летом после садки галита остаточная рапа обогащается хлоридами магния. Весной или осенью уровень рапы в озерах повышается в такой степени, что часть рапы стекает подземным или поверхностным путем из вышележащего в нижележащее озеро. В результате озеро, занимающее наименьшее гипсометрическое положение, оказывается обогащенным хлоридами магния в такой степени, что MgCl_2 становится преобладающим в солевом составе рассольного озера.

Самосадочное озеро, особенно связанное с морем, можно рассматривать в известной степени как модель самосадочного морского бассейна. Естественно, вследствие резких различий в размерах о полной аналогии говорить не приходится. Как в количественном, так и в качественном отношении в морской засоляющейся лагуне процессы совершаются по-другому. И тем не менее дифференциация солевого состава под воздействием выдувания более мелких кристаллов ветром, переливания рассолов после отложения солей из одной лагуны в другую или под воздействием других, более сложных процессов имела

место в прошлом при формировании соляных месторождений. Именно этими процессами представится возможным объяснить возникновение в недрах Земли крупных залежей бишофита, тахидрита и других редко встречающихся солей (минералов).

Глава 10

Нижняя хлоридная гидрохимическая зона артезианских бассейнов как наследие древних гидросфер

Гидрохимическая зональность является частным случаем проявления общего закона зональности природных явлений. Различают два типа гидрохимической зональности: географическую, или горизонтальную, и геологическую, или вертикальную. Первый тип свойствен атмосферным, поверхностным и грунтовым водам, находящимся под непосредственным воздействием физико-географических факторов; второй тип более присущ водам артезианских бассейнов.

Как горизонтальная, так и вертикальная зональность возникла на определенном этапе развития литосферы, атмосферы и биосферы. В ходе геологической истории гидрохимическая зональность становилась все более многообразной. В настоящее время образование новых зон совершается под воздействием антропогенного фактора. Согласно защищаемой в данной работе гипотезе, первобытная гидросфера была представлена одним гидрохимическим типом, и, следовательно, первоначально существовала одна единственная хлоридная зона, охватывающая океан и континенты. И в современную эпоху воды океанов и морей представляют собой сплошную хлоридную гидрохимическую зону, которая распространяется на иловые морские отложения и водоносные толщи, залегающие под дном океанов и морей. Однако современная горизонтальная хлоридная зона существенно отличается от древней по катионному составу, обилию сульфатов, набору микрокомпонентов, газовому составу и ряду других признаков. Широкое разнообразие типов горизонтальной и вертикальной зональности прослеживается в настоящее время на континентах.

Обратимся к вертикальной гидрохимической зональности, которая заключается в смене по мере углубления в недра земли более или менее выраженных зон подземных вод, различающихся по минерализации и химическому составу, а часто и по гидродинамическому режиму. В вертикальном разрезе

земной коры наблюдается обычно несколько гидрохимических зон, сменяющихся в разной последовательности и с различной отчетливостью.

В земной коре прослеживаются различные типы гидрохимических разрезов. Широкое распространение в артезианских бассейнах Советского Союза и других стран имеет тип, характеризующийся возрастанием минерализации с приближением к кристаллическому фундаменту, причем самая нижняя и в то же время наиболее мощная зона в разрезе представлена рассолами и солеными водами. Остальные типы гидрохимических разрезов имеют подчиненное значение, и их формирование обусловлено разнообразными причинами, нарушающими закономерное возрастание минерализации с глубиной.

Описанию вертикальных зон отводится много места в монографиях и статьях по гидрогеологии и гидрохимии отдельных районов СССР. Их авторы используют различные принципы выделения гидрохимических зон и по-своему трактуют их образование. Большинство авторов стоит на позиции теории метаморфизации.

На основании богатого фактического материала по гидрогеологии Азии Н. А. Маринов [180] пришел к следующему выводу. Высокоминерализованные хлоридные натриевые и кальциевые рассолы имеют общепланетарное распространение. Они образуют нижнюю зону подземной гидросферы переменной мощности в разрезе и прерывистой в плане. Поверх этой зоны, как бы плавающая на ней, располагаются пресные подземные воды, составляющие толщу, также не одинаковую по мощности в разных районах и прерывистую по латерали. Исходя из указанного обстоятельства Маринов полагает, что «расслоение подземной гидросферы по плотности как составной части вещества Земли должно подчиняться тому же закону, который лежит в основе его дифференциации» [180, с. 448]. Таким образом, средоточие минерализованных тяжелых хлоридных рассолов в нижних горизонтах артезианских бассейнов произошло в результате дифференциации под влиянием силы тяжести.

Мы не можем разделить такую убежденность цитируемого автора. Безусловно, гравитационный фактор — это один из ведущих факторов формирования вертикальной гидрохимической зональности. Под его воздействием образовавшиеся на поверхности тяжелые минерализованные воды (морские или континентальные) будут вытеснять нижележащие пресные воды, если при этом отсутствуют мощные водоупорные слои, разделяющие горизонты соленых и пресных вод. Гравитационный фактор также способствует сохранению погребенных рассолов в недрах. Тем не менее характеризуемый фактор не может быть первопричиной образования рассолоносных горизонтов. Его роль ограничивается перемещением в благоприятных условиях более тяжелых вод из верхних горизонтов в нижние. Наши

соображения о причине образования вертикальных гидрохимических зон изложены в статье [228].

Представляет интерес самая нижняя вертикальная зона, являющаяся средоточием древних хлоридных минерализованных вод и рассолов преимущественно морского происхождения, которую во многих случаях можно рассматривать как источник информации о составе некогда существовавших морских бассейнов. В большинстве крупных артезианских бассейнов эта зона отделена от вышележащих зон верхнего гидродинамического этажа мощными толщами регионально распространенных слабопроницаемых глинистых, мергелистых или соленосных отложений (Волго-Камский, Днепровско-Донецкий, Приазовский, Терско-Каспийский, Северо-Каспийский, Западно-Туркменский, Амударьинский, Западно-Сибирский, Ангара-Ленский бассейны) [116]. Наличие таких водоупорных толщ, достигающих мощности от нескольких сотен до тысяч метров и больше, создает благоприятные условия для сохранения в глубинных частях артезианских бассейнов древних рассолов, синхронных по времени образования вмещающим их породам.

Показательные гидрохимические профили по некоторым районам Русской платформы помещены в монографии И. Б. Фейгельсона [308]. Он выделял зону свободного водообмена пресных и соленых вод разного состава и три гидродинамические зоны вод и рассолов хлоркальциевого (IIIb) типа, связанных с затрудненным водообменом и застойным режимом. Гидрохимические профили охватывают пространство протяженностью до 1000 км. Они показывают резкое преобладание зоны распространения вод хлоркальциевого типа над зоной свободного водообмена. Мощность первой достигает 2000—3800 м, тогда как мощность второй выражается первыми сотнями метров. Наряду с этим приводится профиль по линии Выхма—Даугавпилс—Вильнюс, который почти целиком занят зоной свободного водообмена, а зона вод хлоркальциевого типа прослеживается в этом профиле в виде узкой полосы, прижатой к кристаллическому фундаменту (рис. 4).

Различие между тремя намеченными Фейгельсоном зонами распространения вод хлоркальциевого типа состоит в минерализации, что связано со степенью их изолированности. Тип вод третьей (верхней) зоны (минерализация 5—30 г/л) выражен значительно слабее, чем тип вод первой (нижней) рассольной зоны (минерализация 100—250 г/л). С глубиной увеличивается как абсолютное, так и относительное содержание хлоридов кальция. Обычно для состава третьей зоны характерно неравенство $\text{NaCl} > \text{MgCl}_2 > \text{CaCl}_2$, для первой зоны оно имеет вид $\text{NaCl} > \text{CaCl}_2 > \text{MgCl}_2$.

Отмеченные изменения в соотношениях компонентов, по мнению Фейгельсона, «показывают определенную направленность процессов метаморфизации вод, обусловленную в первую оче-

редь катионным обменом, связанным с уходом из рассолов натрия и обогащением их кальцием» [308, с. 16]. Чем больше в водах концентрация ионов кальция, тем рассолы, по автору,

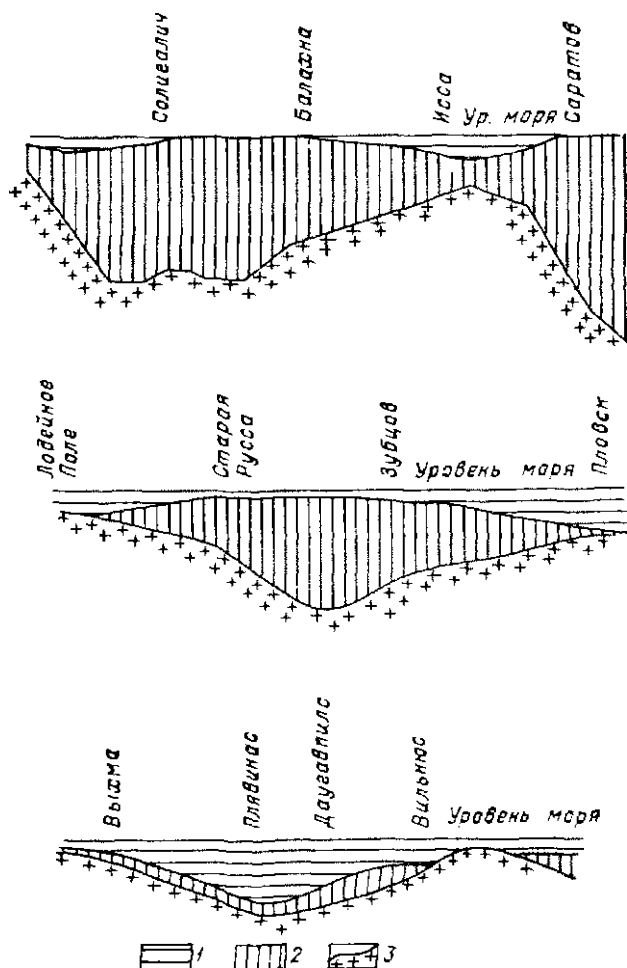


Рис. 4. Гидрохимические профили по некоторым районам Русской платформы, по И. Б. Фейгельсону.

1 — зона свободного водообмена; 2 — зона распространения хлоркальцевых вод; 3 — кристаллический фундамент.

более метаморфизованы. Высокую же концентрацию их он объясняет «вековыми процессами выщелачивания легкорастворимых солей из вмещающих пород» [308, с. 59].

Интересные сведения о зональности подземных вод Литвы приведены Л. В. Петрулисом [213]. Формирование сульфатной

зоны (сульфатные кальциевые и сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 1,6—4 г/л) обусловлено присутствием в пределах этой зоны гипсово-ангидритовых пород. Сульфатно-хлоридная зона находится непосредственно под сульфатной зоной, а в местах отсутствия последней — под зоной пресных вод. Хлоридная зона залегает непосредственно под сульфатно-хлоридной зоной и связана с дочетвертичными

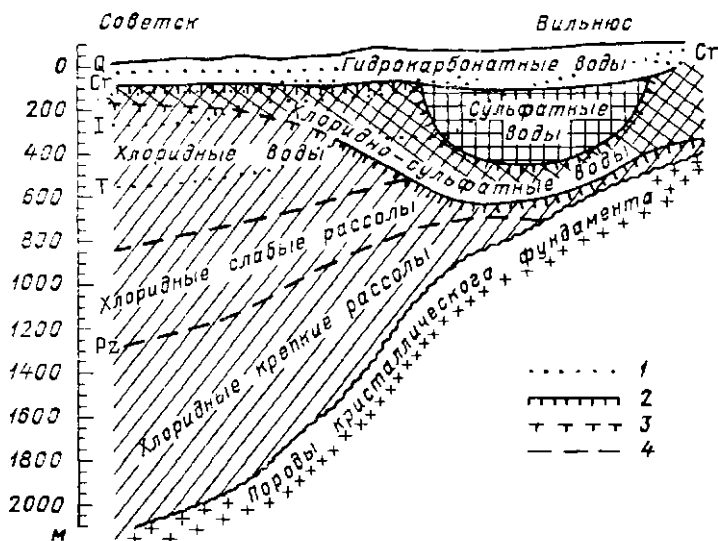


Рис. 5. Схематический гидрохимический профиль по линии Советск—Вильнюс, по Л. Петрулису.

1 — границы стратиграфические; 2 — границы гидрохимических зон; 3 — предполагаемая граница гидрохимических зон; 4 — границы гидрохимических подзон.

породами различного возраста. Мощность ее увеличивается в западном направлении от 35 м (Вильнюс) до 1900 м (Советск).

В верхней части хлоридной зоны мощностью до 550 м находятся хлоридные натриевые воды и рассолы с минерализацией до 75 г/л, слабовыраженного хлоркальцевого типа, содержащие газы окислительной обстановки. В этих водах присутствуют в небольшом количестве сульфаты. В средней и нижней части характеризуемой зоны мощностью до 1300 м покоятся бессульфатные хлоридные кальциево-натриевые (на долю CaCl_2 приходится 41—42 % экв) рассолы с минерализацией до 184 г/л, содержащие газы восстановительной обстановки. Петрулис объясняет вертикальную зональность с позиций теории метаморфизации.

Обратим внимание на некоторые особенности гидрохимического профиля, изображенного на рис. 5 в схематизированном

виде, указывающие на состояние динамического равновесия между зонами пресных и соленых вод. В восточной части профиля рассолы отжаты массами пресных вод на значительную глубину, в западной же части верхняя граница зоны хлоридных вод под воздействием гидростатического давления столба пресных вод несколько приподнята кверху, вследствие чего соленые воды захватили толщи триасовых и юрских пород. При такого рода перемещениях, совершающихся с геологической медленностью, имеет место не только замещение соленых вод пресными или пресных солеными, но и смешение вод разного состава. Именно этими явлениями легче всего объяснить образование зоны сульфатно-хлоридных вод. Следовательно, не хлоридные рассолы образовались из сульфатно-хлоридных вод, как утверждают сторонники теории метаморфизации, а, наоборот, сульфатно-хлоридные воды произошли из хлоридных рассолов в результате смешения их с вышележащими сульфатными водами. Закрытость же структуры — не причина образования рассолов, а фактор, способствующий их сохранению.

Отмеченные выше особенности гидрохимического профиля и образование зоны смешанных вод связаны с усилением подземного стока, которое распространилось и на глубокие водоносные горизонты. Подъем Фенно-Скандии, освобожденной от тяжести ледника, продолжается до настоящего времени. Этот подъем должен был вызвать в Прибалтике понижение базиса эрозии.

В монографии И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина [116] приведены показательные гидрохимические разрезы в виде формул Курлова для ряда артезианских областей и бассейнов СССР, из которых можно получить наглядное представление о положении, распространении и солевом составе зоны хлоридных вод и рассолов. В некоторых объектах изменение химического состава подземных вод по вертикали прослежено до глубины 3500 м.

Глубина залегания хлоридной зоны колеблется в широких пределах: от 15 м на Жилианской площади Прикаспийского бассейна до 1000 м в западном борту Каракумского бассейна и до 1700 м в восточной части Западно-Сибирской области. В Приташкентском артезианском бассейне хлоридная зона не была вскрыта, на глубине 2000—2200 м здесь залегают пресные сульфатно-гидрокарбонатные воды. Выше хлоридной зоны в Каракумах залегают сульфатно-хлоридные воды, а в Западной Сибири — гидрокарбонатно-хлоридные воды.

По преобладающим ионам воды хлоридной зоны чаще всего хлоридные натриевые, и принадлежат они к более или менее четко выраженному типу IIIб (хлоркальциевому). Самую нижнюю часть хлоридной зоны занимает обычно подзона хлоридных кальциево-натриевых, натриево-кальциевых и кальциевых рассолов. Локально здесь могут присутствовать хлоридные магниево-кальциевые, кальциево-магниевые и магниевые рассолы.

Указанная подзона в артезианских бассейнах вскрыта на различной глубине: в Прибалтийском на глубине 2000 м, Северо-Двинском — 1000 м, на отдельных площадях Волго-Камского бассейна на глубинах 1500, 2000 и 3400 м.

В гидрохимическом разрезе Зачепиловской структуры Днепровско-Донецкой впадины четко вырисовывается закономерное возрастание с глубиной абсолютного и относительного содержания в рассолах хлоридов кальция, на глубине 1900 м оно достигает 40 % экв. В Припятском бассейне подзона хлоридных кальциево-натриевых рассолов скважинами глубиной до 2800 м не была вскрыта. Не зафиксирована она также в Приазовском бассейне. В бассейнах Львовском, Печорском и Причерноморском характеризующая подзона покрывается соответственно на глубинах 2000, 725 и 600 м. В Западно-Сибирской артезианской области хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 30—50 г/л вскрыты в одной из разведанных площадей на глубине 2600—3200 м в низах юрских отложений и в палеозойском фундаменте.

Гидрохимический разрез соляных куполов Нордвикского района представлен почти чистыми хлоридными натриевыми рассолами (95—98 % экв) с минерализацией от 50 до 370 г/л. По-видимому, это рассолы выщелачивания.

В южной части Оленекского бассейна на глубине 100—200 м под слоем многолетнемерзлых пород вскрыты хлоридные натриево-кальциево-магниевые, кальциево-магниевые и кальциевые рассолы с минерализацией 50—96 г/л. И. К. Зайцев предполагает, что эти рассолы образовались из более концентрированных рассолов, залегающих на большой глубине. В Ангари-Ленском артезианском бассейне в самой нижней подсолевой (терригенной) толще залегают хлоридные кальциево-натриевые, магниевые-кальциевые и кальциевые сверхкрепкие рассолы.

Тенденция роста концентрации хлоридов кальция в подземных рассолах с увеличением глубины их залегания прослеживается во многих районах. Очевидно, в глубинной обстановке из-за крайне слабого водообмена, а возможно, и полной застойности создаются наиболее благоприятные условия для сохранения древних рассолов, генетически связанных с захоронением осадков засоляющихся морских бассейнов предыдущих геологических эпох. Чем глубже залегает водоносный горизонт, тем в общем устойчивее его режим и более постоянны минерализация и химический состав его вод. Главными факторами периодического нарушения режима подземных вод являются изменения климатических условий в области питания и усиление или ослабление тектонических процессов, сопровождаемых соответствующими изменениями напорных градиентов. Второй фактор имеет исключительное значение для более глубоких

горизонтов. Климатические колебания передаются на глубину с большим опозданием.

Автор этих строк придерживается седиментационной теории и считает, что основные запасы подземных рассолов могли сформироваться в геологические периоды с крупными масштабами соленакопления. Рассолы не только погребались в ходе седиментации осадков, но и фильтровались в недра при трансгрессиях морских бассейнов. В силу своего большого удельного веса рассолы вытесняли пресные воды и скапливались в самых нижних горизонтах артезианских бассейнов. Особо благоприятные условия создавались для сохранения рассолов в тех геологических структурах, которые длительное время находились в стадии опускания (Восточно-Сибирская платформа, Прикаспийская низменность и др.).

Имеются конкретные данные о нижней гидрохимической зоне по некоторым регионам СССР. На базе большого фактического материала, с применением новых методов обобщения имеющихся данных К. Н. Варава, И. Ф. Вовк и Г. Н. Негода [52] рассмотрели формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна. В современном геолого-структурном плане рассматриваемого бассейна они выделили два этажа, принципиально различных в гидродинамическом отношении. Верхний этаж включает зоны свободного и затрудненного водообмена. Нижний этаж совпадает с зоной весьма затрудненного водообмена.

Авторы исходят из положения о седиментационном генезисе подземных вод нижнего гидродинамического этажа впадины, о чем свидетельствует сходство состава пластовых вод и поровых растворов глинистых водоупоров, где воды находятся в условиях резко ограниченной подвижности. Распространение седиментационных рассолов на большей части площади впадины совпадает с распространением нижнепермской галогенной толщи, причем главная масса их сосредоточена в подсолевых горизонтах верхнего и среднего карбона и нижней перми.

В монографии [52] приводится таблица среднего химического состава рассолов нижнего гидродинамического этажа, составленная на основании многочисленных анализов. Пользуясь этой таблицей, можно вывести следующую формулу Курлова для рассолов карбонового горизонта:

$$M\ 168 - 357 \frac{Cl\ 99 - 100 [SO_4\ 0,3 - 0,8 - 0,8HCO_3\ 0,1]}{Na\ 75 - 78 [Ca\ 16 - 19Mg\ 4 - 7]}.$$

Хотя минерализация рассолов изменяется в широких пределах, химический состав их довольно однороден. Это хлоридные натриевые рассолы четко выраженного хлоркальциевого типа. К. Н. Варава и его соавторы в соответствии с представлениями

Н. М. Страхова и других авторитетов придерживаются гипотезы постоянства химического состава морских вод в течение всего фанерозоя. Считая подземные рассолы генетически связанными с нижнепермской солеродной рапой, принадлежность их к хлоркальциевому типу они объясняют реакциями обмена магния воды на кальций породы при доломитизации известняков по схеме Мариньяка. Уместно напомнить, что сам Страхов отрицал реальность такого способа метаморфизации хлормagneзиновых рассолов в хлоркальциевые. Но если считать предложенное объяснение для данных условий приемлемым, то рассоловмещающими породами должны были бы быть доломиты. Однако обращаясь к характеристике геологического разреза каменноугольных отложений, помещенной в цитируемой монографии, мы не обнаружили доломитов. Водоносные коллекторы карбона образованы известняками, известковистыми глинами, песчаниками, алевролитами. Только при описании пермских отложений упоминаются песчано-глинистые осадки с прослоями известняков и доломитов. В соответствии с защищаемыми в нашей работе представлениями считаем хлоркальциевый тип рассолов Днепровского-Донецкого бассейна унаследованным от нижнепермского солеродного бассейна, воды которого принадлежали именно к этому типу.

Возраст характеризуемых рассолов, определенный гелий-аргоновым методом, оказался примерно таким же, как и возраст вмещающих их пород. В связи с этим Варава и его соавторы пишут: «Газовый состав является дополнительным доказательством первично-седиментационной природы основной массы подземных вод палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины» [52, с. 139]. Высказанная мысль представляется нам исключительно правильной. От себя добавим, что и химический тип (не состав в целом) рассолов тоже первичен, т. е. унаследован от палеозойских морей. Не так давно подобные высказывания квалифицировались как «некое метафизическое извращение», так как категорически отвергалась возможность сохранения рассолов в недрах с палеозойского времени.

В гидрохимическом разрезе подземных вод осадочной толщи Поволжья Т. А. Афанасьев [10] выделил самую нижнюю зону, названную зоной хлоридных кальциево-натриевых вод и рассолов. В этой зоне с глубиной нарастает концентрация ионов хлора и кальция, вследствие чего содержание хлоридов кальция иногда превосходит 56 % экв. Показатель отношения $rNa:rCl$ в ряде пунктов уменьшается до 0,40—0,37. Территориально хлоридная кальциево-натриевая и натриево-кальциевая зона распространена почти по всему Поволжью. Она захватывает терригенную толщу девона и додевонские отложения, а также разрушенную часть кристаллического массива с глубиной залегания кровли порядка 1500—2000 м. Только на

юго-западе кровля зоны значительно поднимается, захватывая в разной мере слои карбонатного девона, нижнего карбона, а местами низы среднего карбона. Рассолы залегают в разнообразных породах — известняках, доломитах, песчаниках и др.

В монографии Н. Д. Козловой [150] приведен состав рассолов, залегающих в девонских и каменноугольных отложениях района Среднего Дона. Рассолы приурочены к закрытым в гидрогеологическом отношении структурам и обнаружены на больших глубинах. В девонских отложениях водовмещающими породами являются песчаники, алевролиты и известняки. Химический состав этих рассолов был опробован на глубинах от 1300 до 2700 м. Минерализация рассолов колеблется в районе Арчединско-Донских поднятий от 163 до 248 г/л. По преобладающим ионам рассолы являются хлоридными кальциево-натриевыми. Содержание ионов кальция заключено в пределах 27—44 % экв, коэффициент метаморфизации $rNa^+ : rCl^-$ изменяется от 0,50 до 0,70.

Наименьшие значения коэффициентов метаморфизации (0,50) — свойственны рассолам, залегающим на глубине 2200—2700 м, а наибольшие (0,70) — рассолам на глубине 1470 м. Как неоднократно отмечалось, уменьшение коэффициента $rNa^+ : rCl^-$ с глубиной часто прослеживается в нижних горизонтах артезианских бассейнов с застойным режимом. Это явление вполне объяснимо, если учесть, что рассолы, покоящиеся на больших глубинах, в меньшей степени подвержены влиянию верхних вод. Подобные рассолы точнее отражают состав морских вод, с которыми они генетически связаны. В рассматриваемом случае обилие в рассолах хлоридов кальция нельзя объяснить процессами доломитизации, поскольку рассолы залегают не в доломитах. Автор полагает, что в девоне существовали моря хлоркальциевого типа, который и был унаследован рассолами. Что касается рассолов с коэффициентами 0,70, то они, хотя и залегают в девонских отложениях, по-видимому, являются более молодыми.

Обратимся теперь к рассолам каменноугольных отложений, описанным в книге Козловой. Водоносными являются известняки и доломиты. Здесь наблюдается та же закономерность. Рассолы, залегающие на глубине 300—1000 м, являются хлоридными натриевыми, реже хлоридными кальциево-натриевыми. Среднее значение коэффициента $rNa^+ : rCl^-$ около 0,7. Рассолы же, залегающие на глубине 2500—3100 м, обладают большей минерализацией, они хлоридные кальциево-натриевые с коэффициентами метаморфизации 0,54—0,68.

Следует указать на одно интересное исключение. В пределах Воронежского свода на глубине всего 170 м обнаружены солоноватые воды с минерализацией 6—9 г/л, хлоридного кальциево-натриевого состава. Коэффициент метаморфизации

этих вод 0,45—0,50. По-видимому, мы имеем здесь дело с сильно опресненными рассолами, о чем говорит присутствие в этих водах гидрокарбонатных (до 2 % экв) и сульфатных (до 1 % экв) ионов.

Судя по составу наиболее глубокозалегающих рассолов, в каменноугольное время существовали морские бассейны хлоркальциевого типа.

Под воздействием геологических факторов пресные или соленые воды достигают поверхности зоны рассолов и постепенно их вытесняют, в результате чего формируется верти-

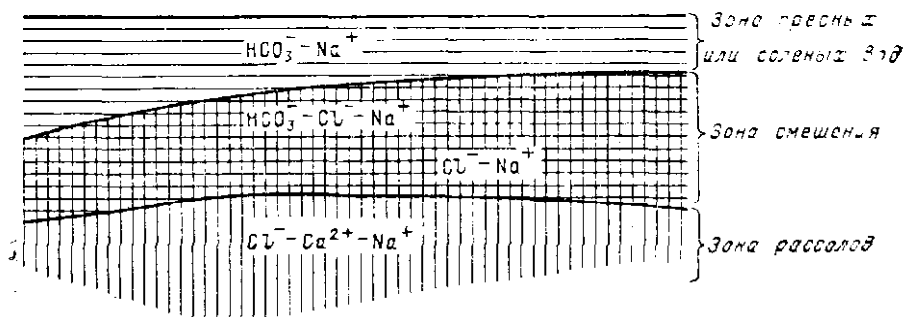
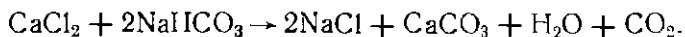


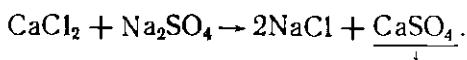
Рис. 6. Образование гидрохимических зон в процессе вытеснения рассолов верхними водами.

кальная гидрохимическая зональность. В месте контакта рассольных и нерассольных вод образуется зона смешанных вод. Движение вод и рассолов вследствие разного удельного веса совершается послойно. В то время как в нижней части артезианского бассейна покоятся массы относительно неподвижных рассолов, в верхней части опресненные слои их приходят в движение. Постепенно в зону смешения, которая перемещается книзу, включаются все новые порции рассолов и в конечном итоге нижние слои. Этот процесс совершается исключительно медленно и может охватывать целые геологические периоды.

На рис. 6 дана схема образования гидрохимических зон в результате всдрения гидрокарбонатных натриевых вод и смешения их с рассолами типа IIIб. При этом протекает следующая реакция:



При смешении же вод типа II (сульфатнатриевого) с рассолами типа IIIб (хлоркальциевого) реакция приобретает такой вид:



Нередко наблюдаемое в артезианских бассейнах сочетание гидрокарбонатно-хлоридной натриевой или сульфатно-хлоридной натриевой зоны с расположенной ниже зоной хлоридных натриевых и еще ниже хлоридных кальциево-натриевых вод как раз свидетельствует о наличии процессов смещения и вытеснения рассолов. Из-за различной проницаемости пород рассматриваемое явление в реальных условиях чрезвычайно усложняется и не может быть представлено в виде одной универсальной схемы. Рассолению сначала подвергается верхняя часть водоносной толщи, причем опресняющее влияние прежде всего сказывается в более проницаемых слоях, от которых оно распространяется к менее водопроницаемым и, в конечном счете, к водоупорным глинистым слоям. В последнюю стадию рассоления в случае взаимодействия пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с морскими отложениями, у которых поглощенный комплекс существенно натриевый, формируются воды типа I (гидрокарбонатно-натриевый).

В некоторых артезианских бассейнах процессы рассоления начинаются с самых нижних горизонтов, поэтому минерализация с глубиной не увеличивается, а уменьшается, и в соответствии с этим наблюдается обратный порядок чередования гидрохимических зон. В Большом Австралийском бассейне сверху находятся хлоридные воды, под ними залегают сульфатно-хлоридные, ниже — гидрокарбонатно-хлоридные, еще ниже — хлоридно-гидрокарбонатные и в самом низу циркулируют почти чистые содовые воды с минерализацией 0,7 г/л.

Однако приведенный гидрохимический разрез можно интерпретировать и по-другому. Он мог сформироваться в результате внедрения соленых вод в артезианские водоносные горизонты с пресной водой при морской трансгрессии, причем морские воды еще не достигли нижних горизонтов бассейна. Второе объяснение кажется более правдоподобным, поскольку минерализация хлоридных вод около 32 г/л и относятся они к типу IIIa. Происхождение же содовых вод можно объяснить минеральным составом вмещающих их песков (глауконит, полевые шпаты). Более обоснованное решение затронутого вопроса возможно на базе палеогидрогеологического анализа.

В рассматриваемом аспекте очень показателен следующий гидрохимический разрез [237]. В западной, словацкой части альпийской неогеновой области подземные воды на глубине 150 м приближаются по химическому составу к морской воде (общая минерализация 33 г/л). Глубже минерализация уменьшается. Сухой остаток по разрезу изменяется следующим образом: 200 м — 1 г/л, 600 м — 5 г/л, 1000 м — 15 г/л, 1500 м — 33 г/л, 1800 м — 13 г/л, 2100 — 3 г/л.

Сравнительно малая минерализация вод на глубине 2100 м объясняется пресноводным характером осадков, в которых заключен водоносный горизонт. Морское осадконакопление

привело к появлению вышележащего горизонта соленых вод, однако разница в минерализации с течением времени должна выравняться вследствие опускания морских вод.

Теоретически возможно образование вертикальной хлоридной зоны путем инфильтрации в недра континентальных соленых вод. Последние по преобладающим ионам являются обычно сульфатно-хлоридными, но, попадая в глубинную анаэробную

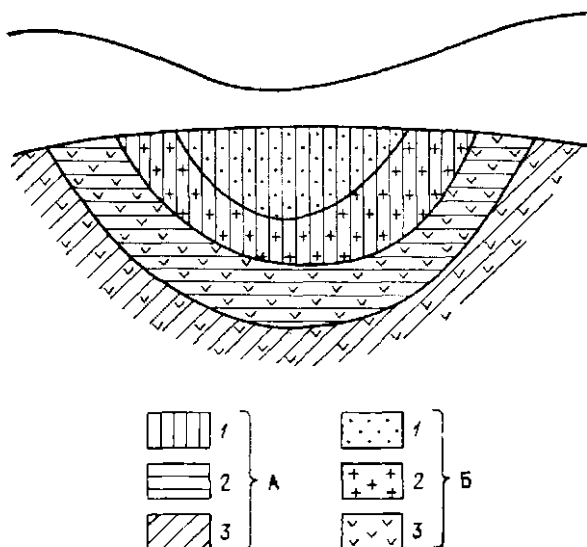


Рис. 7. Гидродинамические (А) и гидрохимические (Б) микрзоны линз пресных вод, по П. В. Гордееву.

1 — гидрокарбонатные воды с минерализацией до 1 г/л; 2 — гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 1—3 г/л; 3 — хлоридные воды с минерализацией более 10 г/л и рассолы.

обстановку, вследствие бактериальной редукции сульфатов эти воды метаморфизуются в хлоридные.

В аридных климатических условиях распространены соляные озера, однако фильтрация вод и рассолов из них крайне ограничена, поскольку дно таких водоемов сложено непроницаемыми иловыми отложениями. Таким образом, формирование ярко выраженных мощных хлоридных зон в недрах земли может быть обусловлено существованием обширных областей питания с огромными ресурсами соленых вод и рассолов. Такими областями являются эпиконтинентальные моря и морские трансгрессии.

Некоторые авторы главную роль в образовании хлоридной зоны отводят эндогенному фактору и приписывают подземным хлоридным рассолам ювенильное происхождение. Образование гидрохимических зон подобного генезиса теоретически воз-

можно. Но поскольку ювенильные растворы способны проникать в земную кору по тектоническим разломам, их скопления в подземной гидросфере могут иметь узколокальное распространение.

Процесс вытеснения рассолов пресными водами и образование при этом зональности можно было бы воспроизвести путем моделирования в лабораторных условиях. В природной же обстановке обнаруживаем нечто похожее в линзах пресных и соленоватых вод, плавающих на поверхности рассолов. Как видно на рис. 7, линзы имеют трехзональное строение: 1) нижняя микрозона — рассолы и соленые воды; 2) средняя микрозона — смешанные воды и 3) верхняя микрозона — современные пресные воды, инфильтрующиеся с поверхности. В круговороте практически принимают участие средняя и верхняя микрозоны, разгрузка здесь происходит путем испарения. Нижняя зона рассолов в данном случае образовалась не в результате испарения, она представляет собой наследие предыдущих эпох [228].

Глава 11

Гидросфера в абиогенную стадию развития земной коры

Зарождению жизни на нашей планете предшествовал определенный этап преджизни. Земля сформировалась в виде обособленной планеты во Вселенной, как предполагают, 4,5—5,0 млрд. лет назад. С этого времени началась геологическая летопись, ее история и эволюция. Можно думать, что в течение 1,0—1,5 млрд. лет на поверхности планеты господствовал абиогенный термический режим и не было условий для зарождения живых существ. Любопытно отметить, что наука сегодня отодвигает границу зарождения жизни значительно дальше в прошлое. Новейшие методы исследования — электронная микроскопия, изотопная геохимия, палеобioхимия, молекулярная палеонтология, сверхглубокое бурение и т. п. — позволили установить: даже в самых древних породах нашей планеты имеются органические остатки — споры и пыльца растений, следы телец, которые можно связать с бактериями и сине-зелеными водорослями. Возраст древнейших из них достигает 3,7 млрд. лет. Высказываются предположения, что зарождение жизни можно отнести еще дальше — к периоду формирования Земли из космического вещества.

В абиогенную стадию активно протекают процессы эндогенной деятельности и дифференциации вещества. Происходит

массовое излияние на поверхность эндогенного вещества базальт-андезитового типа. Господствует абиогенная среда, отсутствует биосфера, атмосфера богата H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 и др. Поверхностные воды насыщены продуктами эндогенеза (HCl , H_2S , HF и др.), сильно кислые.

Начальные этапы развития Земли рисуются геологами следующим образом [46]. Самый древний геологический этап получил название лунного (4,5—4,7 млрд. лет назад). Для него характерно наличие глубоко метаморфизованных пород базальтового состава. Формирование базальтовой «протоокеанической» коры происходило предположительно на всей поверхности Земли, в ее составе значительное место занимали гипербазиты, габбро-нориты, анортозиты. Лунная стадия Земли была безгеосинклинальной и безплатформенной, она была и безграницитной. Хотя вода выделялась вместе с излияниями магмы, но гидросферы еще не существовало. Этому препятствовала слишком высокая температура. Вода в парообразном состоянии заполняла атмосферу. После снижения температуры в результате конденсации водяного пара впервые образовалась водная оболочка. Предполагают, что первичная поверхность Земли была плоской и вода покрывала ее тонким слоем.

Следующий этап, начавшийся 3,8—3,0 млрд. лет назад, назван нуклеарным (ядерным). Для него характерны массовые повсеместные излияния и внедрение интрузий вне связи с разломными структурами. В начале нуклеарного этапа шел размыв основных пород. С середины и до конца нуклеарного этапа происходила повсеместная гранитизация. В конце этого этапа выделились первые стабильные участки (ядра), зародыши будущих платформ, и наместились более или менее подвижные участки. После интенсивной гранитизации земной коры объем гидросферы должен был намного увеличиться. Вследствие образования неровностей в рельефе и в дальнейшем усилении его контрастности постепенно сформировались материк и океаны.

Наши соображения о характере процессов выветривания в добиологическую стадию развития Земли и о химическом составе первичных вод выветривания изложены в главе 5. Здесь уместно рассмотреть вопрос о возможном влиянии гранитизации на состав природных растворов. Гранитизация заключается в преобразовании химического и минерального состава горной породы в направлении приближения ее структуры и состава к гранитному, при этом приносятся одни компоненты и выносятся другие. Механизм данного сложного процесса изображается по-разному. Одним из возможных вариантов гранитизации, по-видимому, может быть воздействие на ультраосновные и основные породы хлоридных гидротермальных растворов, содержащих калий и натрий, в результате которого образуется горная порода гранитного состава и хлоридные магнесо-натриевые растворы.

Приведем чисто абстрактные рассуждения о возможных процессах формирования химического состава гидрометеоров и вод Мирового океана в начальную стадию их зарождения. Можно предполагать, что выпадение атмосферных осадков тогда носило ливневой характер. Из-за недостатка ядер конденсации, а возможно, даже их полного отсутствия в атмосфере влажность воздуха достигала высоких стадий перенасыщения, после чего происходила мгновенная конденсация и разрушительный ливень обрушивался на безжизненную земную поверхность.

Ливневые воды изобиловали углекислым и другими газами, но не содержали солей. Обогащение вод ионами происходило уже на земной поверхности путем взаимодействия вод с горными породами, слагавшими молодую земную кору, по приведенным в главе 5 реакциям. Таким способом, по-видимому, формировался химический состав первобытного океана. Как уже сказано, при существовавшем в то время газовом составе атмосферы реакция океанической воды могла быть только кислой. Единственными доминирующими анионами, определяющими анионный состав первичного океана, являлись хлоридные анионы. Наряду с ними в океанической воде в значительно меньших количествах могли находиться такие аниогенные компоненты, как фтор, бром, бор и другие.

Растворимость кремнекислоты увеличивается с ростом температуры, и поэтому в горячих водах первобытного океана было много растворенной кремнекислоты, которая выпадала в осадок по мере охлаждения океанической воды. Катионный же состав вод сформировался в результате разрушения господствовавших первоначально на земной поверхности основных и ультраосновных пород, обогащавших океан катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ пропорционально их содержанию в этих породах. Так как названные породы в большей степени обогащены магнием и кальцием, нежели натрием и калием, то солевой состав океана на самом раннем этапе формирования, вероятно, был представлен MgCl_2 , CaCl_2 , HCl (главные компоненты), NaCl , KCl , HF (второстепенные компоненты). Ввиду кислой реакции воды и восстановительной обстановки в растворе в значительных концентрациях могли находиться железо, марганец, алюминий и другие металлы. Минерализация океанических вод в абиогенную эпоху не могла быть высокой; она, по-видимому, выражалась первыми единицами граммов в 1 л.

В результате продолжающегося выделения из недр Земли газов атмосфера стала настолько плотной, что в ней смогли витать аэрозоли — ядра конденсации атмосферной влаги. В результате создались условия для образования дождевых облаков. Каким же химическим составом могли обладать древние гидрометеоры? Как и у современных атмосферных осадков, он целиком определялся минеральным составом ядер конденсации — этих своеобразных регуляторов влажности воздуха. В те-

чение археозоя аэрозольное питание атмосферы было весьма скудным и однообразным. Можно указать три источника поступления ядер конденсации в первобытную атмосферу — океан, продукты механического и химического выветривания горных пород и вулканические извержения.

Анионный состав древних гидрометеоров, так же как и океанических вод, определялся газовым составом первобытной атмосферы. Он был хлоридным. Аэрозоли, образующиеся при выветривании древней коры выветривания, представляли собой микроскопические частицы основных и ультраосновных пород. Они снабжали дождевые воды преимущественно ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} .

При непрерывной вулканической деятельности, особенно характерной для ранних стадий образования земной коры, масса мельчайшей пыли выбрасывается в атмосферу, которая способствует конденсации паров в облака. Вещество поступает в атмосферу из глубинных очагов литосферы, и в формировании ядер конденсации участвует новый источник — магма. Наблюдения показывают, что при взрывах тончайшая вулканическая пыль разносится вокруг вулканического очага на расстояние до сотен тысяч километров.

По мнению Л. М. Мухина, выбрасываемая вулканами пыль способствовала концентрации и полимеризации органических веществ [120]. В зоне подводных вулканов могли образовываться альдегиды, углеводы и другие сложные органические вещества. Стало быть, подводный вулканизм мог сыграть какую-то роль в обогащении природных вод органическим веществом.

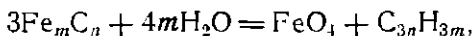
Какими же ионами могла снабжать гидрометеоры вулканическая пыль? Об этом нельзя судить по аналогии с современными вулканами, над которыми обычно формируются атмосферные осадки довольно разнообразного состава, что объясняется кислородно-азотным составом современной атмосферы и другими обстоятельствами. Да и сама по себе пыль древних вулканов должна была существенно отличаться от современной вулканической пыли. Так, например, изучение минерального состава тонкозернистой фракции (0,5–5,0 мк) шести образцов современной пыли указывает на присутствие кварца, мусковита, монтмориллонита, каолинита, кальцита, полевого шпата, кристаллита [285]. Пыль, присущая метеоритам, содержит железо, никель и другие вещества, находящиеся в труднорастворимых соединениях [9].

Поскольку твердая оболочка нашей планеты была образована вулканическими лавами и первоначально ее слагали преимущественно ультраосновные и основные породы, то естественно допустить, что мельчайшие пылевые вулканические частицы, которые в силу своих размеров, выражаемых в микронах, могли явиться центрами кристаллизации атмосферной

влаги, имели такой же петрографический состав. Отсюда можно сделать вывод о хлоридном магниевом-кальциевом составе атмосферных осадков, образованных вулканическими ядрами кристаллизации, т. е. их состав был такой же, как и осадков с аэрозолями континентального происхождения, возникающими при развевании древней коры выветривания.

Континентальные воды в абиогенную стадию принадлежали, по всей вероятности, к тому же химическому типу, что и океанические воды, поскольку те и другие обогащались ионами из одних и тех же источников. Анионный состав континентальных вод формировался за счет газов первобытной атмосферы, а катионный — в результате выветривания пород основной и ультраосновной магмы. Таким образом, первоначально существовал один единственный химический тип кислых хлоридных кальциево-магниевых или, может быть, магниевых-кальциевых вод, являющийся «прародителем» всех последующих типов, возникающих как продукт долговременной дифференциации нонного состава первичных вод.

Возникает еще один интересный вопрос: содержали ли безжизненные воды первобытного океана, помимо минерального, органическое вещество? Многие считают, что оно имелося в воде задолго до возникновения первичных организмов. Органическое вещество способно зарождаться в океанических водах под воздействием ультрафиолетовых лучей и вулканических извержений. Еще в 1877 г. Д. И. Менделеев указал на возможность абиогенного образования углеводов при действии воды на карбиды, выразив эту реакцию уравнением



где m и n — обычно целые числа, соответствующие количествам атомов в монокристалле карбида. Приведенной реакцией Менделеев объяснял неорганическое происхождение нефти.

На заре жизни постоянным источником энергии явилось ультрафиолетовое излучение. Как полагают, оно было главной причиной естественных синтетических процессов, создавших необходимые условия для преобразования неживой материи в живую. Подсчитано, что образовавшееся за счет энергии ультрафиолетовых лучей области $2,4 \cdot 10^{-7}$ — $2,9 \cdot 10^{-7}$ м органическое вещество способно создать в водах океана раствор 1 %-ной концентрации [140].

Как считает А. И. Опарин [204], основная масса органического вещества, послужившая для зарождения жизни, образовалась на поверхности нашей планеты из углеродистых соединений, выделенных в первичную атмосферу в процессе образования земной коры. Любое органическое вещество может реагировать, оно обладает огромными химическими возможностями, но вне живых тел оно реализует эти возможности крайне медленно. Стало быть, влияние органического вещества на

химический состав воды в абиогенную стадию не было существенным.

При рассмотрении химической эволюции гидросферы в наиболее раннюю ее стадию, длящуюся, как полагают, около миллиарда лет, когда ведущее значение имели абиогенные физико-химические процессы, естественно возникает вопрос о возможности изменения состава воды вследствие «умирания» одних элементов и «зарождения» других, более устойчивых в изменившихся условиях. Как указывал В. И. Вернадский, «для каждого атома есть определенное время его бытия. В среднем каждый атом существует, сохраняя свое определенное строение, строго определенное время» [55, с. 513].

Превращение одного химического элемента в другой может совершаться при условии изменения заряда ядра. Самопроизвольный переход атомного ядра в другое состояние называется радиоактивностью. В. И. Вернадский считал, что радиоактивность является неотъемлемым свойством всех без исключения атомов. Это свойство он назвал брэнностью. В настоящее время положение о неустойчивости всех атомов следует рассматривать как научную гипотезу [16]. Радиоактивный распад имеет место, если масса (как мера энергии) распадающегося атома больше массы-энергии возможных продуктов распада. Для геологических процессов имеют значение те радиоизотопы, период полураспада которых соизмерим со временем существования Земли. К ним не принадлежат главные компоненты химического состава гидросферы.

Итак, в абиогенную стадию эволюции воды океана представляли собой более или менее сложный раствор неорганических солей и органических веществ, причем содержание последних было даже выше, чем в водах современного океана, так как не существовало потребителей органических веществ — живых организмов.

В абиогенную стадию могли существовать только два типа выветривания — физическое и химическое (см. главу 5). Биологическое выветривание появилось со времени зарождения жизни. Интенсивность физического выветривания тогда проявлялась слабо, поскольку не было больших перепадов температуры. Что касается химического выветривания, то, как уже отмечалось, действовала одна форма выветривания, главным агентом которой являлась соляная кислота. В настоящее время солянокислотное выветривание возможно только в специфических условиях.

Из-за отсутствия кислорода не было процессов окисления и не существовала распространявшаяся позднее сернокислотная форма выветривания. Нейсен вопрос об углекислотном типе химического выветривания, происходящего под воздействием углекислого газа и воды. Концентрация углекислого газа в атмосфере достигала больших значений, но поскольку реакция воды

была кислой, гидрокарбонатные ионы не могли в ней накапливаться.

В настоящее время в явлениях выветривания ведущая роль принадлежит микроорганизмам. Как показывают эксперименты, в присутствии бактерий усиливаются даже сернокислотное выветривание и продуцирование серной кислоты. Поэтому хотя в абиогенную стадию на горные породы действовали воды, содержащие такой агрессивный агент, как соляная кислота, процессы выветривания вследствие стерильности среды проявились тогда значительно слабее, чем в последующие эпохи. Выветриванию противодействовала и монолитность первичных магматических пород, в слабой степени затронутых действием неактивного в первобытных условиях физического выветривания.

Больше оснований полагать, что образовавшиеся путем конденсации пара первичные воды хотя и обладали исключительной агрессивностью, но из-за слабой растворимости магматических пород имели относительно низкую минерализацию. Первоначально фактором формирования минерализации был только процесс выщелачивания, позднее к нему присоединился другой мощный фактор — концентрирование вследствие испарения. Итак, можно сделать логический вывод, что вода первобытного Мирового океана сначала была не высокоминерализованной, кислой, хлоридной, кальцево-магниево- или магниевое-кальциевой. Большинство исследователей склоняется к тому, что на ранних этапах воды на Земле было значительно меньше, чем теперь. Согласно Р. В. Фейербриджу [310], «добриологический океан» возможно составлял всего лишь 5—10 % современного Мирового океана. Атмосферное давление пара было крайне низким. Время так называемой первой революции — преобладание постепенного развития без каких-либо скачков — длилось около миллиардов лет.

По предположению А. П. Виноградова [59], главная масса воды была дегазирована в течение первых сотен или тысяч миллионов лет. В дальнейшем этот процесс шел в соответствии с энергией радиоактивного распада атомов в веществе мантии, периодически возобновляясь со значительно меньшей силой. Этот автор выделяет три стадии формирования солевой массы океана: раннюю стадию — отсутствие биосферы (глубокий архей), далее время становления биосферы (конец архея — палеозой) и, наконец, современный океан — со времени палеозоя.

Описываемый мрачный безжизненный (абиогенный, добриологический) ранний этап в бытии нашей планеты назван советскими геологами катархеем. Как полагают, он охватывал диапазон геологического времени 3,5—2,7 млрд. лет назад и характеризовался бурной перестройкой молодой земной коры [72]. В начале данной главы говорилось, что по мере обнаружения все более древних органических остатков момент зарождения жизни переносится все дальше в глубь геологической истории

и, следовательно, сокращается продолжительность добиологического этапа. Фокс и Дозе [319] утверждают, что «докембрийская эра» составляет примерно 90 % всей истории Земли и что переход от предбиологической эволюции к биологической произошел по крайней мере 3 млрд. лет. назад. Упомянутые авторы допускают возможность присутствия «зародышей жизни» в области планетезималей, в пыли и газах, в результате агрегации которых образовалась Земля. Г. К. Войткович и Ю. В. Холодков приходят к выводу о том, что «жизнь на Земле существует столько, сколько сама Земля» [70, с. 84].

Если абиогенного этапа действительно не было, то и наши рассуждения о возможном химическом составе вод океана до зарождения жизни на Земле покажутся излишними. И тем не менее чисто логически можно допустить существование в далеком прошлом такой наиболее ранней стадии в развитии Земли, когда чуть теплившаяся примитивная жизнь была еще не способна оказывать какого-либо влияния на химический состав природных вод. Вот о таком абиогенном этапе шла речь в данной главе, когда биологический фактор формирования химического состава гидросферы не вышел еще на мировую арену.

И в заключение остановимся на вопросе о движущих силах, направленности и темпах химической эволюции в предбиологическую стадию. В философском учении Тейяра де Шардена [294] прослеживается признание некоего мистического фактора («восходящая энергия»), создающего направленность «космической эволюции» к Человеку. Согласно же современной материалистической философии, материя — активная, способная к саморазвитию субстанция. Всем вещам и процессам свойственна противоречивость. Борьба противоположностей определяет движение, противоречия выступают как внутренний источник его. Внутренняя противоречивая природа вещей является источником причинных изменений, всеобщности движения.

На абиогенном этапе эволюции гидросферы внутренним источником движения является взаимодействие твердой, газообразной и водной оболочек Земли. Исследование сущности механизма этого взаимодействия приводит к убеждению, что именно оно является первопричиной эволюционного развития гидросферы. В самой атмосфере также шли реакции между газами, трансформировавшими ее первоначальный состав. В результате же взаимодействия вод, газов и пород преобразовывался как химический состав вод, так и минеральный состав пород. Ведущая роль в этом явлении принадлежала ионам водорода, которые образуются при диссоциации сильных кислот. Будучи весьма активными, ионы водорода вытесняли из кристаллических решеток минералов ионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и становились на их место. В результате, с одной стороны, происходила нейтрализация первоначально кислых вод, обогащение их ионами щелочных и щелочно-земельных металлов, а с другой

стороны, образование глинистых минералов типа каолинита, монтмориллонита и др.

Указанное преобразование химического состава вод и минералов земной коры носило направленный характер. Его можно рассматривать как начальный этап химической эволюции гидросферы и земной коры. Здесь важно подчеркнуть, что как нейтрализация водной среды, так и появление глинистых рыхлых пород явилось необходимым условием для возникновения и развития первых примитивных живых организмов в виде водорослей.

По мере накопления продуктов реакции обрисованный процесс постепенно затухал. В конечном итоге должно было наступить полное равновесие, так как воды вступали во взаимодействие с уже переработанными ими горными породами. В условиях плоского рельефа, присущего ранним этапам истории Земли, равновесие могло наступить в геологическом смысле быстро, коль скоро продукты реакции оставались на месте. Однако наступлению равновесия препятствовал вулканизм, при котором на поверхность извергались огромные массы лав, превращающихся в горные породы. Сформировавшиеся массивы магматических пород вносили некоторую контрастность в рельеф поверхности Земли. Вода вступала во взаимодействие с молодыми свежими породами, что оживляло гидрогеохимические процессы.

Сами по себе вулканические явления зависят от энергетического состояния земной коры. По мере расходования запасов радиоактивного вещества ухудшался тепловой режим Земли и затухал вулканизм. Если бы вся геологическая история Земли была абиогенной, то, теоретически рассуждая, мы должны были бы прийти к выводу о наступлении тепловой смерти Земли и прекращении на ней проявления каких-либо гидрогеохимических процессов. Действовал бы закон энтропии. Но зарождение на Земле антиэнтропийного (негэнтропийного) фактора — живых организмов — коренным образом изменило общий ход геологической истории нашей планеты.

В отношении темпов химической эволюции гидросферы в абиогенную стадию можно привести следующие гипотетические рассуждения. В наиболее ранние этапы геологической истории в результате интенсивного проявления вулканизма и магматической деятельности совершалось, по существу, формирование первичных гидросферы, литосферы и атмосферы. Тем не менее химическая эволюция гидросферы шла чрезвычайно медленно по следующим причинам.

Физическое выветривание, разрушающее горные породы и подготавливающее их к более глубокому воздействию химического выветривания, действовало еще очень слабо. Как считают палеоклиматологи, на Земле тогда господствовала одинаковая температура, не происходило ее сезонных и суточных колебаний.

Температурные перепады, вызывавшие растрескивание пород, были незначительными. Климаты на Земле сформировались значительно позднее. Химическое выветривание, при котором образуются растворимые соли, в стерильной среде и в условиях плоского рельефа было значительно слабее современного, хотя агентом его и являлась соляная кислота. Таким образом, в абиогенную стадию химическая эволюция гидросферы характеризовалась самыми медленными темпами за всю геологическую историю.

Необходимо остановиться на следующем важном обстоятельстве. По мнению авторитетных исследователей, магматическая деятельность в катархее была наиболее активной и параллельно с этим наиболее быстрым темпом должны были идти дегазация мантии и формирование гидросферы и атмосферы. Данное положение как будто противоречит защищаемой пиущим эти строки гипотезе о наиболее медленных темпах химической эволюции гидросферы на самых ранних этапах геологической истории. В действительности же здесь противоречий нет. В абиогенную стадию развития Земли, отличающуюся особенно бурной магматической деятельностью, формирование гидросферы и атмосферы шло за счет одного единственного источника — дегазации мантии. Влияние других факторов исключалось. Чисто логически необходимо допустить, что при такой ситуации имело место количественное нарастание водных масс и плотности атмосферы без каких-либо существенных качественных изменений.

Глава 12

Гидросфера в археозое

Всю геологическую историю Земли принято подразделять на два крупных этапа (эона): криптозой (или докембрий) — этап скрытой жизни, объединяющий все докембрийские эры (архейскую и протерозойскую), и фанерозой — этап наблюдаемой жизни, объединяющий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры.

Фанерозой охватывает лишь $\frac{1}{8}$ всей продолжительности жизни геологической истории Земли; подавляющая ее часть приходится на докембрийский этап. В табл. 5 приведена геохронологическая шкала, основанная на палеонтологических данных, с абсолютным времяисчислением.

Длительность археозоя составляет около 800 млн. лет. Эта эра развития земной коры и осадочной оболочки характеризуется возникновением ядер будущих платформ и протогеосин-

Геохронологическая шкала [54]

Эон	Эра	Период	Абсолютный возраст границ, млн. лет
Фанерозой	Кайнозой	Плейстоцен	$1,5 \pm 0,0$
		Плиоцен	9 ± 3
		Миоцен	25 ± 2
		Олигоцен	37 ± 2
		Эоцен	58 ± 4
		Палеоцен	67 ± 3
	Мезозой	Мел	137 ± 5
		Юра	195 ± 5
		Триас	230 ± 10
	Палеозой	Пермь	285 ± 10
		Карбон	350 ± 10
		Девон	405 ± 10
		Силур	440 ± 10
		Ордовик	500 ± 15
		Кембрий	570 ± 15
Криптозой (докембрий)	Протерозой	Поздний	1600 ± 50
		Средний	1900 ± 100
		Ранний	2600 ± 100
	Архей	Поздний	3200 ± 160
Догеологический		Ранний	3500 ± 150

клинальных областей и высокой напряженностью тектоно-магматических процессов. В археозое произошло расчленение земной коры на относительно устойчивые платформы и геосинклинальные области и возникновение эликоинтентальных морей. К археозою относится развитие жизни на Земле. С ним связано возникновение первичных осадочных пород сланической коры с продуктами выветривания (Si, Al, Fe, Ca, Mg и др.) [176]. В толщах пород археозойского возраста, обычно сильно измененных более поздними процессами, встречены осадочные водные отложения — мраморы, песчаники, глинистые сланцы, в которые превратились известковые илы, пески и глины.

В соответствии с общей тенденцией эволюции материи от простого к сложному шло развитие гидросферы в сторону разнообразия химических типов вод. Результаты такого направленного движения более заметно стали сказываться после появления на Земле живых организмов. Это был поворотный момент в химической эволюции гидросферы. Зарождение жизни способствовало интенсивному окислению поливалентных металлов, что привело к уменьшению растворимости их в морской воде. С указанным явлением связано образование месторождений

железа, марганца, урана и др. По мнению некоторых авторов [72], первоначальное осаждение карбонатов в морской воде было биологическим, поскольку оно возможно в широких пределах изменения среды ($pH=6-9$), тогда как химическая реакция садка кальцита происходит лишь при $pH \approx 9,5$. Жизнь расширила круг химических реакций на Земле, добавив к нему огромное разнообразие биохимических реакций. Она стала играть всевозрастающую роль в формировании пород, ландшафтов и самой среды.

Предполагают, что жизнь впервые возникла в первобытном океане. По этому поводу Тейяр де Шарден пишет: «Я представляю Землю покрытой безбрежным океаном (не является ли его остатком Тихий океан?), из которого едва начали выступать в отдельных точках образующиеся путем вулканического вспучивания континентальные возвышенности. Эти воды, несомненно, были более теплыми, чем в наше время, а также более насыщенными различными свободными химическими веществами. Вот в такой густой и активной жидкости и образовались первые клетки» [294, с. 92].

А. И. Опарин [204] называет эту жидкость органическим бульоном. А. П. Виноградов, Хорн и другие также считают, что зарождение и развитие жизни произошло в океане. «Вероятно,— говорит английский астроном Овенден,— впервые подвижные одноклеточные существа развились в море, так как отдельному организму легче приобрести подвижность в воде, чем на суше» [201, с. 80]. Ряд явлений постоянно напоминает о нашем морском происхождении. По выражению Хорна, «человек представляет собой мешок с морской водой». Дело в том, что химический состав крови человека похож на состав морской воды. В крови человека и в Мировом океане содержится соответственно 49,3 и 55,0 % Cl, 30,0 и 30,6 % Na, 9,9 и 5,6 % SO_4 , 0,8 и 1,2 % Ca, 1,8 и 1,1 % K [290]. Любопытно сравнить отношение Mg:Ca в кровяной сыворотке животных и морской воде. Для таких древних форм, как акулы и скаты, отношение полностью соответствует его значению в морской воде [176]. В связи с этим некоторые авторитетные ученые полагают, что солевой состав тканевых жидкостей организмов может дать ключ к расшифровке состава древних морей, в которых эти организмы обитали. Однако при сопоставлении результатов химического анализа крови и воды следует учитывать избирательную способность организмов по отношению к компонентам в морской воде.

Граница между двумя эволюционными системами (переход от неживой природы к живой), по-видимому, очень стерта. Живые организмы (водоросли) существовали, вероятно уже более 3 млрд. лет назад. Наиболее древними структурами, остатками жизнедеятельности живых организмов считают строматолитические образования.

Химическая сложность Земли увеличивается согласно законам термодинамики в особой приповерхностной зоне, где элементы полимеризуются. Существует предположение, что жизнь появилась в результате естественного хода физико-химических процессов. Это означает, что в какой-то период истории Земли на ее поверхности происходил переход от неживых молекул к молекулярным агрегатам, которые уже можно назвать живыми. Этому самому раннему периоду возникновения жизни — пограничному между неживым и живым — Кальвин посвятил монографическую работу [138]. Жизнь зародилась вследствие эволюционного развития углеродистых соединений. Поэтому названный автор в исторической последовательности дал эволюцию органических веществ от наиболее примитивных соединений сначала к «малым молекулам», затем к полимерам типа полипептидов и полинуклеотидов и, наконец, к высокомолекулярным комплексам и субклеточным структурам («химическая эволюция»).

Остановимся кратко на этом наименее исследованном периоде эволюции, совершающейся на молекулярном уровне («молекулярная эволюция»), используя книгу Кальвина. Как пишет автор, «мы попытались реконструировать хотя бы один из возможных путей от первичных молекул, существовавших некогда на поверхности Земли, до чего-то такого, что уже можно было бы считать живым организмом» [138, с. 222]. При постановке своих исследований Кальвин руководствовался идеей о возможности абиогенного происхождения углеводов. Основное его предположение заключается в том, что живые системы появились на земной поверхности в результате взаимодействия первичных источников энергии с неким набором «первичных молекул», имевшихся на поверхности Земли. До того как зародилось живое вещество, существовал набор разнообразных первичных, или первобытных, молекул, образовавшихся под воздействием различных видов энергии (радиоактивность, ультрафиолетовое излучение Солнца, вулканизм, удары метеоритов и молнии). Малые молекулы увеличивались путем различных процессов полимеризации. Общую линию развития от атома к молекуле и далее к полимеру и к клетке Кальвин представляет следующим образом: атом — молекула — полимеры — клетки.

Кальвин рассмотрел довольно обширную последовательность реакций, показывающую, каким образом, пользуясь различными источниками энергии, можно получить весь набор небольших молекул, от которых в настоящее время зависит существование живых организмов. Однако случайный синтез не может продолжаться бесконечно, коль скоро энергия, расщепляющая первичные молекулы на составляющие части, которые, перестраиваясь, превращаются в биологически важные молекулы, по мере накопления молекул предшественников будет разрушать их самих. Следовательно, нужен добавочный процесс отбора, основная

роль в котором должна принадлежать аутокатализму — самопроизводящей системе, обладающей свойством, которое биологи склонны считать одним из критериев жизни.

Для современных биологических систем характерна оптическая специфичность — почти все биологические вещества могут быть право или левовращающими. В образовании любого асимметричного объекта участвовали живые организмы, и в лаборатории для получения оптически чистого вещества требуется вмешательство живого организма.

Кальвин нашел способы, которыми молекулы могут соединяться друг с другом, образуя макромолекулы, являющиеся основой современных живых организмов. Этим самым он приблизился к таким химическим структурам, из которых способны развиваться биологические системы. Но это еще не живые клетки и чтобы стать ими, требуется еще пройти определенный путь. Надо проследить, каким образом выделяются сформировавшиеся сгустки веществ из смеси всех молекул, находящихся в водной среде.

После отливов в заливах морей оставались лужи, в которых вследствие испарения концентрация полимерных веществ достигала высоких значений. Разделение веществ осуществлялось при помощи адсорбции. Глины, слагающие дно луж, могли выполнять роль адсорбирующих систем. Как считает Кальвин, именно наличие границы между двумя физическими фазами «приводит к образованию областей особого химического состава и к появлению определенной молекулярной структуры между двумя фазами. Как только возникает система, имеющая фазовую границу, автоматически происходит нечто, приводящее к образованию мембран, которые являются универсальной характеристикой свободноживущих организмов» [138, с. 218].

Образовавшиеся в какой-либо открытой среде структуры обладают способностью к самосборке, т. е. имеют такую специфическую форму, что, однажды возникнув и достигнув высокой концентрации, самопроизвольно собираются в структуры более высокого порядка. Этот процесс протекает у молекул белков, нуклеиновых кислот и полимеров различного рода. Однако самосборка — лишь начало появления клеточной структуры. Для того чтобы появилась клетка, необходим еще один существенный шаг: вычленение этого сравнительно концентрированного набора веществ из открытой среды, например из морской воды.

Таким образом, химическая эволюция, приведшая к возникновению примитивных форм жизни, выступает непосредственно как предбиологическая эволюция. Изложенный анализ все же не дает ответа на вопрос о том, как был осуществлен тот скачок от неживой материи к живой, который возбудил в ранее неживых молекулах способность к размножению. Как бы ни продолжалось мыслимое усложнение неорганических систем из

органических соединений абиогенного происхождения, эти системы оставались неживыми. Рассматриваемый вопрос — «центральный для всей теории происхождения жизни» [107, с. 641].

Идеи химической эволюции изложены также в трудах Поннамперумы [223]. Мировую известность этому ученому принесли исследования по моделированию в лабораторных условиях абиогенного синтеза ряда органических веществ, необходимых для жизнедеятельности. Основная предпосылка гипотезы химической эволюции состоит в том, что все земные типы организмов, по-видимому, произошли от одного предка. Несмотря на огромное разнообразие и различия в размерах и форме, живые организмы очень похожи друг на друга по химическому составу. Возникновение жизни происходило почти одновременно в бесчисленном множестве областей первичной Земли.

Поннамперума считает вполне вероятным существование жизни на других планетах. Так, физические данные о Марсе не исключают возможности присутствия на нем живых организмов. «Однако,— пишет Поннамперума,— если жизнь, даже в ее наиболее примитивных формах, не будет там обнаружена, нам придется изменить некоторые наши взгляды на химическую эволюцию» [223, с. 163]. Книга, из которой взята цитата, вышла в 1972 г., и поэтому в ней не отражены достижения космонавтики самых последних лет. Исследования Марса двумя аппаратами «Викинг» пока не обнаружили каких-либо признаков обитания живых организмов на этой планете.

Проблема абиогенного происхождения органических молекул на первых этапах развития Земли и их агрегаций в коацерватные капли подробно обсуждалась А. И. Опарным и другими исследователями. В предложенной Опарным гипотезе нет объяснения механизма превращения неживой материи в живую. Полагают, что эту глобальную проблему удастся решить с привлечением современной биологии и кибернетики. Несмотря на то что в лабораторных условиях синтезируются многие необходимые для построения живых организмов молекулы, создать искусственным путем примитивный организм еще никому не удалось.

В своей книге Кальвин указывает на существование альтернативной идеи, выдвинутой Робинсоном, что живые организмы появились с веществом, из которого образовалась сама Земля, и жизнь, как мы ее себе представляем, является ровесницей всего вещества Вселенной.

Эта идея не означает возрождение старой гипотезы панспермии, а существенно отличается от нее.

По данным современной космохимии, абиогенный синтез органических соединений начался в период, предшествующий образованию нашей планеты. Интересно подчеркнуть, что представители разных областей естествознания, занимающиеся проблемой происхождения жизни, сошлись в признании важней-

шего значения космической радиации в формировании первичных углеродистых, органических соединений.

Наиболее вероятным временем возникновения на Земле процессов синтеза органических веществ с помощью ультрафиолетовых лучей Солнца и электрических разрядов атмосферы был, по мнению А. Г. Вологодина [72], этап перехода от катархея к архею. Это было время возникновения массы первичного живого вещества, чему способствовал запас сложных углеродистых соединений. Древнейшими формами жизни на Земле были преимущественно группы автотрофных бактерий и одноклеточные водоросли. Согласно Вологдину, уже в архее, даже в раннем архее на Земле существовали многоклеточные водоросли и даже гидрондных полипов, т. е. многоклеточные животные, жизнедеятельность которых при этом, вероятно, обеспечивалась тесным соседством с водорослями, выделяющими свободный кислород.

Независимо от того, возникли ли зародыши жизни на Земле или они изначально присутствовали в протопланетном веществе, для их развития необходимы соответствующие условия. Диапазон рН водной среды обитания современных организмов очень широк, но более благоприятной для развития жизни считается слабощелочная среда. Основываясь на выводах Вологодина, можно предположить, что уже на границе катархея с археем существовали морские изолированные лагуны с опресненной слабокислой или слабощелочной водой, хотя Мировой океан сохранял существенно кислую реакцию.

Абсолютный возраст пород, среди которых встречены микроорганизмы, равен (1900 ± 200) млн. лет [165]. Древнейшие органические известковые постройки строматолитов были образованы морскими водорослями. Это не скелеты и даже не слепки из органических остатков. Это продукты жизнедеятельности водорослей. Особый интерес в свете интересующей нас проблемы представляют органические остатки, так называемый какабекий — сферические тельца диаметром до 5—7 мк. Природа последних была совершенно непонятна. Но вот американские исследователи экспериментально показали, что точно такие же организмы могут быть выращены, если поместить некоторые бактерии в атмосферу, обогащенную аммонием и метаном с небольшим количеством кислорода. Это открытие подтвердило гипотезу о восстановительном характере первобытной атмосферы, содержащей аммиак и углекислый газ.

Упомянутые выше строматолиты дают некоторые сведения о характере водной среды их обитания. Так как они состоят в основном из CaCO_3 , реакция морской воды была уже нейтральной или слабощелочной. Места, где росли строматолиты, не могли быть глубоководными, поскольку для жизни водорослей нужен свет. Характерная особенность современных строматолитов состоит в том, что они обычно встречаются на участках морей или озер с непостоянным солевым режимом, резкими

колебаниями солености от повышенной (по сравнению с нормальной морской водой) до значительного опреснения. Больше всего строматолитов возникает там, где в соленый водоем поступают потоки пресной воды. Подобная картина наблюдается в Большом Соленом озере (США). Следовательно, в археозое (на границе с протерозоем) существовали засоленные лагуны и солевые озера, а также пресные водотоки. Водорослевые образования, особенно строматолиты, составляют подавляющее большинство остатков докембрия и встречаются повсеместно.

В последние годы опубликованы данные о находках остатков организмов все более и более древнего возраста. Так, тельца водорослевого происхождения обнаружены в породах возрастом 3,3—3,5 млрд. лет. Это является серьезным доказательством существования эпиконтинентальных морей в археозое. В конце археозоя и самом раннем протерозое (3,0—2,3 млрд. лет) дифференциация рельефа и структуры земной коры продолжала нарастать. Но темпы увеличения объема гидросферы, очевидно, замедлились, так как часть морской воды захоронялась с дошными осадками в химически и физически связанном состоянии. В процессы магматизма и вулканизма со временем все больше вовлекались не только первичный ювенильный материал и вода, но и породы, образовавшиеся когда-то у поверхности Земли и затем глубоко погрузившиеся. Увеличение объема гидросферы и углубление океанов характеризовались цикличностью.

По предположению А. Б. Ронова [251], в конце архея произошло резкое увеличение объема гидросферы в результате выноса в земную кору огромных масс ювенильных вод. Этому рубежу предшествовали возникновение примитивной жизни в морях (≈ 3 млрд. лет назад), начало фотосинтетической деятельности сине-зеленых водорослей и появление небольших количеств свободного кислорода в атмосфере, который быстро расходовался на окисление поливалентных элементов. Геохимические индикаторы свидетельствуют, однако, о преобладании в это время восстановительных условий на поверхности.

Как считает Н. М. Страхов [284], в абиогенную стадию господствовало хемогенное осадконакопление — бескарбонатное, кремнеземное, с которым ассоциировались основные хлориды железа, марганца, сульфиды тяжелых металлов и фториды кальция, магния, алюминия, железа. В архее осадконакопление сменилось одностадийным закисным доломито-джеспилитовым.

В археозое началось образование глинистой коры выветривания, но глины было относительно мало. Карбонаты тоже имели органическое распространение, они могли выпадать из морских вод только в отдельных изолированных лагунах.

Появление жизни и связанное с нею продуцирование кислорода быстрее всего сказались на химическом составе атмо-

сферы, которая является нестабильной системой, глубоко связанной с эволюцией биосферы, гидросферы и литосферы. Первоначально появившийся азот в восстановленной форме, в виде аммиака (NH_3), в результате окисления кислородом становится молекулярным азотом (N_2). Подвергаются также окислению CH_4 , H_2S и другие компоненты первобытной атмосферы. Восстановительный характер воздушной оболочки Земли все более становится окислительным.

Вероятнее всего, преобразование атмосферы в археозое шло главным образом за счет кислорода, образующегося путем фотодиссоциации. Процессы фотосинтеза проявлялись еще очень слабо. Содержание кислорода в атмосфере к концу археозоя, по-видимому, выражалось десятymi долями процента. В связи с этим химическая эволюция атмосферы шла чрезвычайно медленно.

Вследствие интенсивной вулканической деятельности развитие гидросферы было направлено на увеличение ее объема, формировались океанические бассейны. Как и в биогенную стадию, в преобразовании химического состава гидросферы доминирующее значение имели физико-химические процессы взаимодействия вод, газов и горных пород.

Основная тенденция химической эволюции в археозое состояла в нейтрализации первоначальных кислых вод, что сопровождалось выпадением из природных растворов тех компонентов, которые в нейтральной среде не способны мигрировать. Быстрее всего процесс нейтрализации шел в континентальных и атмосферных водах. Общая масса их по сравнению с массой океанических вод была очень незначительной. Кроме того, континентальные и атмосферные воды более тесно связаны с горными породами и поэтому быстрее нейтрализовались. Это позволяет высказать предположение, что к концу археозоя континентальные воды и гидрометеоры приобрели свои индивидуальные черты, отличающие их от океанических.

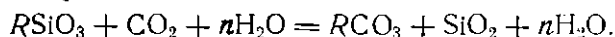
Трансформация океанических вод осуществляется под влиянием двух факторов: взаимодействия с породами ложа и поступления в океан континентальных вод и атмосферных осадков. Действие первого фактора ограничено во времени. Продукты реакции остаются на месте, что приводит к образованию своеобразной защитной корки, предотвращающей дальнейший ход реакции. Более эффективно проявляет себя этот фактор в период морских трансгрессий.

В абиогенную стадию появились зародыши континентов, причем континентальные воды в то время не отличались от океанических. Но по мере роста континентов не только увеличивался континентальный сток в океан, но и сами по себе континентальные воды все более отличались по химическому составу от океанических. В археозое сток континентальных вод, по-видимому, не оказывал заметного влияния на океан. Но

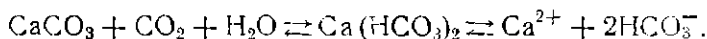
в последующие геологические периоды значение континентальных вод в водносолевом балансе океана приобретало все большее значение.

Надо полагать, что воды археозойского океана имели кислую реакцию, за исключением полуизолированных лагун, где под воздействием указанных выше факторов реакция вод могла быть нейтральной или слабощелочной, о чем свидетельствуют археозойские доломиты химического происхождения. По преобладающим ионам, как и в абиогенную стадию, воды океана были хлоридными магниево-кальциевыми, хотя в соотношениях главных ионов имели место некоторые сдвиги. Произошло обеднение океанических вод ионами тяжелых металлов (Fe, Al, Mn и др.) вследствие изменения значения pH. Уменьшилось содержание силикатных ионов. Запасы вод гидросферы пополнялись поступающими из недр Земли магматическими водами, а это обстоятельство замедляло темпы химической эволюции океана.

Более глубокий процесс нейтрализации вод происходил на континенте. Образование на отдельных участках суши нейтральной среды способствовало возникновению углекислотного типа выветривания, имевшего первоначально локальное развитие. Сущность углекислотного выветривания заключается в протекании реакций



Если углекислотному выветриванию подвергается силикат кальция, то, как явствует из реакции, образуется слаборастворимая соль CaCO_3 . Однако под воздействием продолжающегося процесса углекислотного выветривания возникает более растворимое соединение кальция в соответствии с реакцией



Таким образом впервые зародились на суше воды гидрокарбонатного класса. По катионному составу они были кальциевыми и магниевыми, поскольку земная кора в археозое была сложена главным образом основными и ультраосновными породами. Ввиду слабого развития коры выветривания магний почти не выводился из раствора в процессе вторичного минералообразования. Богатством вод магнием объясняется то обстоятельство, что в лагунах отлагались доломиты, а не известняки.

Широкое распространение на континенте имели хлоридные кальциево-магниевые воды. Породы кислой магмы, богатые натрием, появились позднее, в протерозойскую эру. Вод сульфатного класса еще не существовало. Аналогичным химическим составом обладали гидрометеоры.

Глава 13

Гидросфера в протерозое

Протерозойская эра продолжалась более 2,0—2,2 млрд. лет [81]. Этот этап геологического развития представлен в пределах всех выступов суши разнообразными горными породами огромной мощности, в числе которых видное место занимают биогенные. Нижний протерозой характеризовался коренной перестройкой лика Земли. На ее поверхность из недр поступали огромные массы лав. Формировался рельеф. Горные возвышенности были ниже современных. Крупнообломочный материал не имел широкого распространения. Перестройка продолжалась и в среднем протерозое. Наиболее крупные преобразования произошли в верхнем протерозое, конец которого ознаменовался всплеском тектонической и вулканической деятельности. Резко увеличились площади континентов за счет превращения большинства геосинклинальных зон в горные системы.

Протерозой — это эра водорослей и бактерий. За счет кислорода воды водоросли выделяли значительное количество свободного кислорода. Лишь к концу названной эры возникли самые ранние представители многоклеточных животных — черви, губки и археоциаты [72]. Жизнь по преимуществу захватывала в то время область морских мелководий. Многоклеточные растения еще не выходили на сушу. Растительного покрова на суше еще не существовало. Однако физико-химические процессы выветривания шли более интенсивно, чем в предыдущую эру, поскольку в них участвовали бактерии.

Можно предположить, что в верхнем протерозое не только существовали водоросли и бактерии, но и появились наземные растения. Выход растительности на сушу, вероятно, произошел первоначально в прибрежных зонах, заливаемых приливами, где скапливались остатки морских водорослей и начались почвообразовательные процессы. В течение протерозоя организмы произвели колоссальную геохимическую работу. Главным итогом ее было накопление в атмосфере фотосинтетического кислорода и извлечение больших масс углекислоты. О последнем свидетельствуют сохранившиеся с тех времен мощные отложения углекислого кальция, достигающие порой сотен метров и образовавшиеся при участии водорослей.

По мнению А. Б. Ронова [252], наибольшее значение в истории внешних оболочек Земли имел средний протерозой. С ним связываются значительный рост площади платформ, усиление процессов биогенного осаждения (онколиты и строматолиты), снижение парциального давления углекислоты, заметное увеличение парциального давления кислорода в атмосфере и как следствие интенсификация окислительных процессов на земной

поверхности, увеличение концентрации сульфатных ионов в морской воде, переход от преимущественно сидеритового (джеспилитового) к преимущественно доломитовому карбонатакопленню, появление первых эвапоритов.

Еще в археозое началось отложение в морях железисто-кремнистых осадков, но максимальное образование их происходило в протерозое. Как пишет Ю. П. Мельник [185], типичные железистые кварциты представляют собой хемогенные железисто-кремнистые осадки, отложение которых практически прекратилось в последующие геологические эпохи. Образование этих пород отражает определенный этап в необратимом процессе эволюции земной коры, атмосферы, гидросферы и биосферы. Как предполагает упомянутый автор, периоду интенсивного осаждения предшествовал длительный период накопления растворенного железа и кремнезема в водах первичных бассейнов осадконакопления. Для большинства железисто-кремнистых формаций мира допускается пространственная и генетическая связь с процессами вулканизма.

Основными причинами химического осаждения (геохимическими барьерами) были, по Мельнику, градиенты pH (от 0 до 6 после смешения), температуры (от 150 до 5°C) и, возможно, концентрации углекислоты (P_{CO_2}) (буферная система — атмосфера плюс океан). Кремнезем сначала частично переходил из ионного в коллоидный (геохимический барьер — градиент температуры), а затем коллоиды коагулировали при повышении pH до 5—6 и под влиянием электролитов (Na^+ , Fe^{2+} , Mg^{2+}).

Главным фактором осаждения железа явилось скачкообразное изменение окислительно-восстановительной обстановки (градиент Eh). Массовое осаждение железа в виде гидроокиси при изменении Eh стало возможным только после завершения окисления аммиака, углерода и серы, когда в атмосфере стала преобладать двуокись углерода. Свободный кислород в равновесной атмосфере появился только после полного окисления соединений закисного железа в гидросфере, в интервале 1,7—1,2 млрд. лет назад [185].

Как считает Мельник, до начала осаждения гидроокислов железа или одновременно с ним в первобытных морях все большую роль стали играть буферные карбонатные и карбонатно-силикатные равновесия, контролировавшие pH и, возможно, P_{CO_2} . Результатом появления внутренних буферных систем в бассейнах осадконакопления явилось уменьшение P_{CO_2} и увеличение pH. При осаждении кристаллических железомagneзимальных карбонатов в равновесии с силикатами значение pH находилось в пределах 6,8—7,3, а P_{CO_2} — в пределах $3,04 \times 10^2$ — $13,2 \cdot 10^2$ Па.

Марганец также хорошо мигрирует в восстановительных условиях при обилии CO_2 , а в окислительных условиях переходит в осадок в форме гидратов четырехвалентного марганца.

Поэтому главные массы марганцевых осадочных руд связаны с докембрием.

Общеизвестно, что перевод гидрокарбонатов в карбонаты, закисных соединений в окисные всегда сопровождается выделением свободной энергии.

Приведем высказывания о возможных климатических условиях протерозойской эры. Палеоклиматологи начинают описание климатов с протерозоя, так как в археозое существовали специфические условия и был совершенно иной состав атмосферы, что не позволяло говорить о климате как таковом. К климатообразующим факторам А. А. Борисов [35] относит прежде всего радиационный режим, циркуляцию атмосферы, влагооборот и местные физико-географические особенности той или иной территории. Для общего представления о климатических условиях минувших эпох нами использованы монографии В. М. Синицына [267], А. А. Борисова [35].

Протерозойская эра — время бурных тектонических движений, складчатости, горообразования, и по-видимому, оледенений на Земле. Как пишет Синицын, в связи с понижением температуры, окончательным выпадением кислых дождей, продолжающейся конденсацией паров воды и утратой части CO_2 (захороненной в карбонатных толщах) агрессивность атмосферы резко снижалась, вследствие чего химическое разложение пород суши сменялось выветриванием, уже близким к современному тропическому.

Согласно Борисову, в протерозое радиационные условия на Земле существенно менялись в сторону ослабления притока радиации с одновременным ростом излучения и альбедо. Возникли большие неровности в поверхности материков при общем увеличении их площади, что в свою очередь повлекло за собой неравномерное распределение радиации. В результате этого усилилась циркуляция атмосферы. Возникли климатологические фронты у наиболее приподнятых материковых частей, где, вероятно, и происходило оледенение. Внутригорные области (плато и низины) оказались менее увлажненными, их климат носил как бы пустынный характер со значительными колебаниями отдельных элементов и большей или меньшей сухостью.

По мнению Борисова, в протерозойскую эру аридного климата на территории СССР не было, что он объясняет «господством водяной поверхности и жарким климатом при более или менее однородном радиационном балансе подстилающей поверхности» [35, с. 364].

С размножением живых организмов в протерозойскую эру возросла роль биологического фактора в химической эволюции гидросферы. На особое значение микроорганизмов в истории природных вод указывали В. И. Вернадский [56], Б. Б. Полынов [222], О. А. Алексин [6]. М. С. Гуревич [89] предложил помимо чисто химического (абиогенного) метаморфизма разли-

чать биогенный метаморфизм вод, обуславливающий преобразование солевого и газового состава в результате жизнедеятельности микроорганизмов. В книге С. И. Кузнецова, М. В. Иванова, Н. Н. Ляликовой [169] имеется специальный раздел о роли микроорганизмов в формировании химического состава подземных вод. Значение биологического фактора для современных вод освещено в монографии [233].

Вода играет огромную роль в жизнедеятельности организмов. В молодых организмах содержится более 90 % воды, в старых — до 50 %. Значение воды в жизнедеятельности организмов определяется целым рядом ее физических свойств. Высокое поверхностное натяжение обеспечивает поднятие воды в капиллярах. Без этого свойства организмы вряд ли вышли бы из воды на сушу, сухопутная растительность не могла бы существовать, так как питание высших растений основано на капиллярности.

Химический состав клетки сложен. Помимо воды и ионов минеральных солей в ней содержатся белки, нуклеиновые кислоты, жироподобные вещества (липиды), углеводы и другие органические соединения меньшей молекулярной массы.

Как животные, так и растительные организмы в процессе жизнедеятельности извлекают из природных вод одни химические компоненты и выделяют другие. После отмирания слагающие их вещества частично возвращаются в окружающую среду, частично захороняются вместе с остатками организмов в донных иловых отложениях. Следовательно, влияние организмов на гидрохимию морей непосредственно сказывается главным образом на концентрации биологически активных компонентов, к числу которых относятся калий, фосфор и др.

Организмы обладают способностью к избирательному поглощению веществ из окружающих их растворов. Они могут извлекать вещества, находящиеся в ничтожно малых концентрациях и, наоборот, даже при высокой концентрации во внешней среде поступление какого-либо вещества будет очень ограниченным, если оно не участвует в совершающихся внутри организмов химических превращениях. Характерным для живых тел является то, что в них движение веществ с очень большой скоростью происходит не только согласно градиенту, но и главным образом против градиента концентрации. Следовательно, законы диффузионного перемещения вещества не всегда распространяются на живые тела. Так, например, калий обычно накапливается в растительных и животных клетках в такой степени, что его концентрация здесь во много раз превосходит концентрацию в окружающей среде.

Непосредственное влияние на химический состав природных вод оказывают продукты разрушения органического вещества: CO_2 , H_2S , NH_3 , NO_2 , NO_3 — так называемые биогенные компоненты. Главная роль в их образовании принадлежит бактериям.

Общее количество бактерий в современном океане составляет примерно 10 млн. т [94]. Наиболее обилен бактериями верхний иловый слой морского дна. Чтобы выявить роль бактерий в протерозое, произведем некоторую экстраполяцию в глубь геологической истории.

Логически следует допустить, что на заре жизни бактерии имели несравненно меньшее распространение и гораздо меньшее разнообразие, чем теперь. Протерозойская бактериальная жизнь должна была сильно отличаться от современной. По мнению Л. Ш. Давиташвили, «бактерии, которые существовали в первые этапы развития этого класса, должны были сильно уступать нынешним бактериям по высоте организации, по разнообразию строения и физиологии, по специализации, по разнообразию и обилию местообитаний, по количеству населения, биомассе, по производительности и по интенсивности воздействия на среду» [94, с. 31].

В результате длительного процесса эволюции бактериальные виды приспособились к различным средам и разнообразным условиям, возникли многочисленные новые формы бактерий с высокой специализацией. Одним из важных стимуляторов развития бактерий является наличие того или иного количества усвояемого растворенного в воде органического вещества. Бактерии обитают буквально всюду, в любых условиях, интенсивно воздействуя на среду и преобразуя ее. Бактерии живут в пресных и соленых водах, при низкой и высокой температуре. Высокое давление не может отрицательно сказываться на существовании бактерий. Так, они переносят давление до $2,9 \cdot 10^8$ – $3,7 \cdot 10^8$ Па [353]. Особое значение в процессах биогенной метаморфизации природных вод имеют бактерии — сульфификаторы, десульфатизаторы, аммонификаторы, нитрификаторы, денитрификаторы.

Без особого риска совершить серьезную ошибку можно заявить, что роль биогенного фактора в преобразовании химического состава гидросферы в протерозое хотя и сильно возросла, но все же была ниже современной. Микроорганизмы усиливали интенсивность физико-химических процессов. Особое влияние на протерозойскую гидросферу оказывали состав горных пород, тектонические явления и магматизм.

Под воздействием горных пород продолжалась нейтрализация природных вод, среди которых появились щелочные разновидности. Земная кора тоже эволюционировала — слагающие ее магматические породы становились все более кислыми. И это обстоятельство раньше всего сказалось на химическом составе аэрозолей древней атмосферы. Под воздействием этого фактора изменилось соотношение в катионной части гидрометеоров, произошел сдвиг в пользу натрия за счет уменьшения содержания кальция и магния. Анионный состав гидрометеоров обогатился гидрокарбонатными, а позднее сульфатными ионами.

Как показывают эксперименты, в присутствии бактерий усиливается интенсивность химического выветривания. Поэтому увеличение бактериального населения существенно сказалось на составе континентальных, а также метеорных вод. Да и сам характер выветривания горных пород изменился. Наряду с солянокислотным типом выветривания на сцену выступил новый углекислотный тип, который приобретал все более ведущее значение. Континентальные воды стали усиленно снабжаться гидрокарбонатами щелочных и щелочно-земельных металлов. Пока реакция вод была кислой, углекислотный тип выветривания не мог проявлять своего действия, хотя атмосфера и содержала много углекислоты. В настоящее время главную роль в химическом выветривании играет углекислота биохимического происхождения, вырабатываемая микроорганизмами в почвах и зоне выветривания горных пород.

Поскольку в протерозойской атмосфере в каком-то количестве присутствовал кислород, начали развиваться окислительные процессы (сернокислотное выветривание) и как продукт этих процессов в материковых водах появились сульфатные ионы.

Что собой представляли материки в протерозое? Так как растений (кроме водорослей) еще не существовало, это были лишённые растительного и почвенного покрова безжизненные первозданные пустыни. В таких условиях не могла развиваться речная сеть, хотя временные потоки вблизи морских берегов на поверхности Земли возникали. Континентальные воды в водно-солевом балансе Мирового океана играли незначительную роль.

Возникновение фотосинтеза представляет собой важный этап не только в эволюции органического мира, но и в развитии атмосферы. По мере продуцирования кислорода при фотосинтезе коренным образом преобразовывался газовый состав атмосферы. Более усиленными темпами продолжалось окисление составляющих атмосферу газов NH_3 , H_2S , CH_4 и др. Атмосфера преобразовывалась в азотно-углекислую, обогащалась кислородом, из восстановительной превратилась в окислительную. В связи с этим изменялся состав газов, растворенных в океане, что сопровождалось метаморфизацией ионного состава его вод.

Чтобы судить о темпах химической эволюции океана, надо принять во внимание колоссальные размеры его водной массы и его огромную инерцию. Мировой океан весьма слабо реагирует на воздействие окружающей среды и очень медленно эволюционирует. Преобразование химического состава океанических вод шло значительно медленнее, чем континентальных. Результаты этого отставания заметно сказались в протерозое.

Тем не менее в течение наиболее длительной в геологической истории протерозойской эры в самом составе океанических вод произошли существенные изменения. Реакция их стала

менее кислой, а к концу протерозоя даже слабощелочной. Анионный состав, как и в археозое, был хлоридным. В катионном же составе произошли значительные сдвиги в пользу натрия.

В конце протерозоя океаническая вода, по всей вероятности, имела хлоридный кальциево-магниево-калиево-натриевый состав. Поскольку существуют доломиты и известняки докембрийского возраста, следует заключить, что в солевом составе морских вод присутствовали гидрокарбонаты магния и кальция. Гипсоносные отложения докембрийского возраста не обнаружены. Следовательно, протерозойские моря либо были бессульфатными, либо же сульфаты содержались в них в очень незначительной концентрации. По-видимому, концентрация сульфатов в протерозойских морях не достигала стадии насыщения по CaSO_4 .

Какова же была минерализация океанических вод в конце протерозоя? Теоретически рассуждая, следует заключить, что Мировой океан, аккумулируя в себе огромный минеральный багаж, должен был систематически засоляться. Однако в водно-солевом его балансе наряду с прибылью существует и убыль солей. Ведущая роль в расходной части, очевидно, принадлежит сбросу солей из океана во внутриконтинентальные моря. Указанный процесс, с одной стороны, предотвращает рост минерализации океанических вод, а с другой — изменяет их химический состав, так как на смену ушедшим в эпиконтинентальные моря соленым водам поступают в океан пресные континентальные воды другого состава.

Роль указанного фактора в формировании солености вод океана в течение геологической истории была неодинаковой. Она приобрела особо важное значение в течение фанерозоя. Геологи указывают на позднее появление галогенных пород в стратиграфическом разрезе земной коры. Согласно А. А. Иванову и М. А. Вороновой [121], достоверных следов наличия галогенных отложений в докембрийском разрезе земной коры не имеется. Галогенный процесс интенсивно начал проявляться с кембрия и продолжается до наших дней. По предположению М. К. Калинко [137], соленосные отложения протерозойского возраста имеются в Австралии и Западной Азии.

Есть основания полагать, что в конце протерозоя уже получили развитие обширные морские бассейны соленакопления, оказывающие опресняющее влияние на Мировой океан. Какое-то значение в расходной части баланса имел вынос солей петром с поверхности океана на континент. Но нужно еще принять во внимание важную составляющую и в приходной части солевого баланса, не поддающуюся учету при современном уровне знаний — это поступление глубинных (эндогенных) вод и рассолов со дна океана по тектоническим разломам и при субмаринных вулканических извержениях. Вполне возможно, что эти гидротермы влияли на минерализацию и одновременно

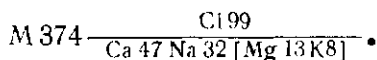
задерживали метаморфизирующее действие континентальных вод. Но каков был состав глубинных магматических растворов? Состав гидротерм современных действующих вулканов характеризуется широким разнообразием от хлоридных натриевых типа IIIб до гидрокарбонатных натриевых типа I. Минерализация их различная и обычно ниже, чем у морской воды. Несомненно, роль гидротерм в формировании солевого состава докембрийских океана и морей была более существенной и состав гидротерм тогда был иным.

Большинство исследователей считают, что к началу палеозоя химический состав вод океана в основном сформировался и был близок к современному, т. е. наступило состояние динамического равновесия между убылью и поступлением солей в океан. Следовательно, и минерализация его вод стала более или менее стабильной, хотя некоторые авторы допускают колебания ее во времени от 25 до 60—70 г/л.

По мнению автора этих строк, в условиях непрерывно развивающейся природы о стабильности такой важной ее составляющей, как Мировой океан, вряд ли можно говорить. Это означало бы прекращение развития, конец эволюции. Несомненно, в геологической истории Мирового океана были этапы временного относительного покоя и этапы замедленного и ускоренного его развития. Но поскольку химическая эволюция океана тесно связана с эволюцией биосферы, атмосферы, литосферы и химической эволюцией континентальных вод, имеется больше оснований для утверждения, что коренные преобразования химического состава вод океана произошли не в докембрии, а именно в фанерозое.

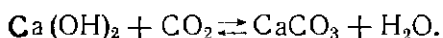
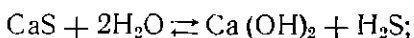
В конце протерозоя химический состав океанических вод существенно отличался от состава вод современного океана. Различия заключались в соотношениях между главными ионами; они принадлежали к разным химическим типам. Для протерозойского океана характерно соотношение $Cl^- > Na^+ + Mg^{2+}$ (тип IIIб), для современного океана $Cl^- < Na^+ + Mg^{2+}$ (тип IIIа). Первое соотношение (тип IIIб) сохранялось в течение палеозоя. Доказательством высказанного положения могут служить особенности гидрохимических разрезов крупных артезианских бассейнов, а также состав глубинных древних рассолов замкнутых в гидрогеологическом отношении структур, о чем будет сказано в следующей главе.

Приведем химический состав докембрийского рассола. В долине р. Дьявольской в Тунгусском бассейне пробурена глубокая скважина, из которой на глубине 2500 м из пород платоновской свиты верхнего докембрия получен рассол следующего состава [116]:



По преобладающим ионам данный рассол следует назвать хлоридным натриево-кальциевым. В нем содержится 4,1 г/л брома, 8 мг/л иода и 0,8 г/л стронция. Рассол такого состава мог сформироваться в результате концентрирования морской воды хлоркальциевого типа после выпадения из раствора кальцита (или доломита), гипса (или ангидрита) и галита.

Считается, что в морях середины докембрия значения pH были крайне малые (примерно 4—5) [309]. Правда, наличие строматолитовых рифов противоречит «теории кислого океана», но здесь необходимо учитывать образование строматолитов в мелководных лагунах и возможность быстрого их погребения. По утверждению Фейербриджа [310], в результате систематического поглощения CO₂ водорослями и его накопления в виде CaCO₃ (или доломита) значение pH возросло до 7 к началу кембрия. Появилась возможность формирования твердых раковин у организмов. Сравнение фауны самых верхних горизонтов докембрия (Южная Австралия) и нижнего кембрия свидетельствует об очень быстром развитии скелетных образований. Хемогенное осаждение CaCO₃ могло происходить в присутствии метана в результате реакций [310]



Обратимся теперь к литературным источникам, в которых с той или иной степенью достоверности описываются условия, господствовавшие в поздние периоды докембрия. Так, согласно Е. Н. Акульшиной с соавторами [4], условия позднего докембрия (перемещение по склонам под влиянием силы тяжести, перенос поверхностными водами и т. д.) во многом были такими же, как в более молодые геологические эпохи. Однако и здесь имелись свои особенности: наличие приподнятых участков областей сноса, пустынный облик равнин, а также сокращенные расстояния между областями сноса и зонами морской седиментации, благоприятствующие образованию временных потоков и мелких дельт. Подобные условия в какой-то мере могли сохраниться и в нижнем палеозое. Этот вывод подтверждается тем, что, как уже говорилось, речная сеть, по существу, сформировалась только в девоне.

В то же время существовали и более резкие отличия. По данным Акульшиной и ее соавторов, они фиксируются в процессах химического выветривания, которые характеризовались исключительной интенсивностью, что подтверждается широким распространением в позднекембрийских отложениях толщ кварцевых олигомиктовых песчаников и гидрослюдистых глинистых пород. Причину высокой интенсивности химического

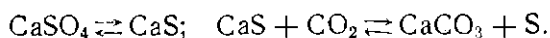
выветривания авторы усматривают в составе атмосферы позднего докембрия, представляющей собой «сочетание повышенного содержания углекислого газа со значительным количеством кислорода» [4, с. 357]. Такой состав атмосферы установлен путем исследования газовых включений в среднерифейских кремнистых отложениях Туруханского района (Восточная Сибирь). В газах обнаружены азот, двуокись углерода и кислород. Отношение $N_2 : O_2$ колеблется от 2,62 до 5,35, т. е. от значений, близких к характерным для современной атмосферы, до существующих у газов, растворенных в современной морской воде. Возраст атмосферы определен в 800—1000 млн. лет. Присутствие значительных количеств углекислоты способствует при выветривании образованию преимущественно гидрослюд, что подтверждено экспериментальными исследованиями.

Для суждения об ионном составе древних морских вод использованы результаты исследования жидких включений кремнистых осадочных пород рифейского возраста Туруханского района [134]. Изученные «реликтовые растворы имеют хлоридный, хлоридно-бикарбонатный состав. Среди катионов преобладает кальций, много магния, натрия и калия, встречается литий и NH_4^+ ». Широкое распространение доломитовых пород в позднекембрийских толщах авторы объясняют обогащенностью морских вод кальцием и магнием.

Для суждения о солености древних водоемов использован косвенный геохимический признак — отношение бора к галлию в глинистых фракциях. Это отношение в исследованных карбонатных толщах меняется в широких пределах. В частности, известняки магинской свиты в среднем имеют отношение бора к галлию, равное 0,1—3,0, что указывает на осадконакопление в условиях опресненного водоема.

С гидрохимической точки зрения, название «хлоридно-бикарбонатный состав» не может считаться правильным, поскольку при наличии больших количеств кальция гидрокарбонатные ионы не могут накапливаться и достигать значительной концентрации, сравнимой с концентрацией ионов хлора. Даже в присутствии значительных количеств двуокиси углерода содержание HCO_3^- в воде всего около 1 г/л («наразан»).

Любопытно отметить, что советские микробиологи считают выпадение карбонатов кальция, а иногда и магния из природных водных сред связанным в той или иной степени с жизнедеятельностью бактерий. При этом выделение карбоната кальция бактериями из морской воды и других минерализованных вод происходит за счет сульфата кальция (гипса) в процессе его разрушения, иногда с получением конечного продукта в виде среды. Ход реакций представляется таким:



Некоторые литологи и геологи иногда недооценивают этот процесс в морях геологического прошлого, иногда совсем не принимают его во внимание как массовое явление. Как пишет А. Г. Вологдин, «от идей массового химического осаждения морских известняковых осадков приходится решительно отказываться» [72, с. 104].

Обрисованный процесс образования CaCO_3 в морских водах, по всей вероятности, может иметь локальное значение. Как известно, выпадение CaCO_3 происходит в результате десульфатизации сульфатов кальция, растворенных в водах, под воздействием сульфатовосстанавливающих бактерий с образованием H_2S и CO_2 . Наиболее благоприятные условия для деятельности этих бактерий создаются в анаэробной среде и при наличии органического вещества.

Хемогенные карбонатные породы в протерозое были значительно менее распространены, чем в последующие геологические эры, что связано с высоким содержанием CO_2 в атмосфере, при наличии которой сильно увеличивается растворимость карбонатов кальция и магния. Этой же причиной можно объяснить отсутствие известкового скелета у докембрийских беспозвоночных, на что в свое время обратил внимание А. П. Виноградов.

На рубеже протерозоя и палеозоя и появилась морская скелетная фауна, которая стала использовать карбонат кальция в построении раковин. Фейсбриндж [309] рассматривает этот процесс как непроизвольное, но полезное затвердевание (обызвесткование) эпидермы у мягкотелых организмов. Как полагают, активное избирательное извлечение кальция из океанической воды нарушило в ней баланс катионов. Отношение между щелочами и щелочно-земельными металлами постепенно изменялось, приближаясь к существующим в современной океанической воде. Ю. П. Казанский путем изучения состава «реликтовых растворов», сохранившихся во включениях осадочных пород, пришел к выводу, что это могло случиться в ордовике, возможно силуре.

С нашей точки зрения, образование известкового скелета у организмов не может повлечь за собой инверсию катионного состава океанических вод. Ведь на построение известкового скелета из морской воды извлекается не только кальций, но и эквивалентное количество HCO_3^- , что вызывает обеднение растворов $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, но никак не сказывается на соотношении Ca^{2+} и Na^+ . Основная масса ионов Ca^{2+} в протерозойских океанах и морях находилась в сочетании с Cl^- и SO_4^{2-} , и только очень незначительная часть их в сочетании с HCO_3^- вследствие малой растворимости $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ по сравнению с хлоридами и сульфатами кальция. Образование же известковых скелетов началось, по-видимому, тогда, когда морская вода достигла насы-

щения по $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В протерозойских морях была возможна садка кальцита. Все эти явления связаны с уменьшением содержания CO_2 в протерозойской атмосфере, что нарушило систему карбонатного равновесия в морских водах.

Водоросли также участвовали в извлечении карбонатов из морской воды. Нам не известны количественные данные о преимущественном извлечении водорослями кальция или магния. При содействии водорослей образовывались в морях строматолитовые постройки, онколиты и катаграфиты. В их состав входили карбонаты кальция и магния. По наблюдениям Ю. М. Давыдова с соавторами [97], в подавляющем большинстве случаев доломит в строматолитах первичен.

Жизнь на Земле связана с большим количеством так называемых биофильных химических элементов, среди которых важнейшее место занимают углерод, кислород, водород, азот и сера. Основываясь на законе единства организма с условиями его существования, а также учитывая фактор количественных соотношений между компонентами среды, Вологдин высказал мысль о возможности распознавания исчезнувших форм жизни по вещественному их составу, комплексу микроэлементов, содержащихся в ископаемых остатках.

В протерозое усилились процессы фракционирования изотопного состава элементов — кислорода, водорода, углерода, серы и др. К числу природных процессов, вызывающих фракционирование изотопов, относятся неоднократно повторяющиеся процессы растворения и кристаллизации, испарения и конденсации, диффузии, различные реакции химического взаимодействия. Особая роль в разделении изотопов принадлежит процессам, происходящим при участии живых организмов (фотосинтез, дыхание и пр.).

Различия плотностей природных вод чаще всего связаны с фракционированием в процессе испарения. Произведенные исследования [274] доказывают существование симбатности в изменении концентрации дейтерия D и кислорода ^{18}O при испарении воды, т. е. одновременно с накоплением тяжелых изотопов водорода идет накопление тяжелых изотопов кислорода. Это обстоятельство усиливает процесс фракционирования, и поэтому испарению отводится главная роль в разделении изотопов. Другие факторы имеют второстепенное значение, и эффективность их изучена недостаточно.

Усиление циркуляции атмосферы и возникновение оледенений в протерозое способны вызвать заметную дифференциацию изотопного состава природных вод названной эры. В результате должно произойти утяжеление водорода и кислорода океанических вод, так как образовавшиеся ледники аккумулируют в себе огромные массы вод, обогащенных легкими изотопами водорода и кислорода. В связи с этим возникает кардинальный вопрос: имеет ли место в ходе геологического времени

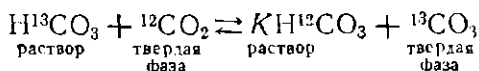
направленный процесс утяжеления изотопного состава вод Мирового океана? По-видимому, нет. Дифференциация изотопного состава океанических вод носит обратимый характер. В эпохи оледенения и аридизации климата происходило утяжеление океанических вод и одновременное их осолонение. В межледниковые эпохи с влажным климатом, характеризующиеся интенсивным таянием ледников, наоборот, океанические воды обогащались легкими молекулами талых вод и опреснялись.

Изотопный состав углерода используется как индикатор генезиса в геологической истории образования пород, минералов и род. Одним из важнейших процессов разделения изотопов углерода в природе является изотопный обмен углерода в системе CO_2 (атмосфера)— HCO_3 (океан)— CO_3 (карбонаты). Термодинамика этой системы такова, что приводит к накоплению в карбонатах тяжелого изотопа углерода. На условия равновесия этой системы влияют скорость обмена, солевой состав океана, температура воды и другие факторы.

Другой важнейший процесс разделения изотопного углерода — биологическое фракционирование изотопов. При фотосинтезе углерод автотрофных организмов обогащается изотопом ^{12}C . Например, растения, ассимилирующие атмосферную углекислоту, обогащаются изотопом ^{12}C . Третий важнейший процесс разделения изотопов связан с деятельностью микроорганизмов. В результате метаболизма бактерий происходит выделение метана, сильно обогащенного изотопом ^{12}C [76].

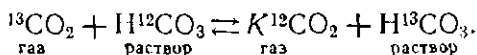
В карбонатной системе химического равновесия явно прослеживается тенденция к постепенному обогащению углерода изотопом ^{13}C от атмосферной углекислоты к гидрокарбонатам морской воды и карбонатным осадкам. Поэтому морские карбонаты — наиболее тяжелые соединения углерода в природе.

Основываясь на только что описанных закономерностях фракционирования изотопного состава углерода, следует заключить, что в протерозойскую эру рассматриваемое явление приобрело ярко выраженный характер, коль скоро минерализация вод в эпиконтинентальных морях достигла стадии карбонатной седиментации. При этом изотопный состав углерода, входящего в состав карбонатных ионов, становился более легким за счет ухода его тяжелых изотопов в твердую фазу по следующей схеме:



(K — константа равновесия).

Одновременно между HCO_3 океанической воды и CO_2 атмосферы протекала аналогичная обменная реакция:



Эта реакция, с одной стороны, компенсировала убыль тяжелых изотопов углерода из морских растворов, а с другой — обогащала атмосферную углекислоту легкими изотопами углерода. Фотосинтез, наоборот, снабжал эту углекислоту тяжелыми изотопами углерода, однако этот процесс еще слабо проявлял свое действие. На суше еще не было растительного покрова. Последний первоначально сформировался в девоне, что должно было вызвать интенсивное утяжеление атмосферной углекислотой.

По имеющимся данным, изотопный состав атмосферной углекислоты характеризуется средним значением $\delta^{13}\text{C} = -0,7\%$. Гидрокарбонаты морских вод имеют среднее значение $\delta^{13}\text{C} = -0,2\%$ с пределами от $-0,13$ до $-0,29\%$. Среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ морских известняков близко к нулю. И, наконец, среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ наземных растений равно $-2,55\%$ [76].

Средние значения концентрации стабильных изотопов углерода в атмосфере, океане, карбонатах в протерозое, палеозое и мезозое были, по всей вероятности, иными. Существует ли необратимая эволюция в изменениях изотопного состава углерода различных природных объектов, судить еще рано.

Обратимся к изотопному составу серы сульфатов океанической воды. Сульфаты современного океана весьма постоянны по изотопному составу. В общем же за среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для океанической воды принимают $+20\%$. Однако в течение геологических эпох изотопный состав серы сульфатов океанов и морей существенно менялся. Как полагают, изотопное разделение серы в раннем докембрии выражалось слабо и началось лишь 900 млн. лет назад, т. е. в протерозое. Юри считает, что 800 млн. лет назад восстановительные среды сменились окислительными.

По косвенным данным, в докембрии сера океанического сульфата была обогащена по ^{34}S . Максимальное известное обогащение серы сульфатов по ^{34}S отмечено в раннем палеозое (до $+30\%$). Предполагают, что обогащение сульфатной серы по ^{34}S охватывает период от кембрия до силура. В перми наблюдается наибольшее «облегчение» серы морских сульфатов; в среднем $\delta^{34}\text{S}$ для серы эвапоритов изменялось от $+9$ до $+11,5\%$. После перми значение $\delta^{34}\text{S}$ возросло. Для триаса оно колебалось от $+17,5$ до $+21\%$, для верхней юры — от $+18$ до $+19\%$. Начиная с третичного периода и по настоящее время значения $\delta^{34}\text{S}$ морской воды почти не изменились.

Судя по приведенным данным, можно заключить, что в изменении изотопного состава серы сульфатов вод океана от одного геологического периода к другому не прослеживается какой-либо закономерности. Указанные колебания изотопного состава серы принято объяснять тем, что в ранние геологические эпохи происходили изменения интенсивности таких процессов, как бактериальная редукция сульфатов океана, выветривание горных пород, вулканическая деятельность.

Ф. В. Чухровым и его соавторами [126] высказаны соображения о возможном характере эволюции изотопного состава атмосферной серы в геологической истории Земли. Первоначально источником атмосферной серы они считают вулканические извержения, причем сера вулканических газов поступала, возможно, из мантии. В раннем докембрии, еще до появления фотосинтезирующих растений, окисление серы вулканических газов происходило под действием кислорода, который мог возникать в верхних слоях атмосферы из водяных паров под влиянием ультрафиолетового излучения. Со ссылкой на расчеты Бринкмана авторы утверждают, что количество такого кислорода было значительным.

Ф. В. Чухров и его соавторы предполагают, что первичная сульфатная сера, образовавшаяся при окислении серы вулканических газов по изотопному составу существенно не отличалась от сульфидной серы мантии. Процессы биогенного изотопного фракционирования серы в тот отдаленный период не проявлялись. Следовательно, сера сульфата морских и континентальных бассейнов раннего докембрия была по изотопному составу близка к сульфидной, а абсолютное значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной и сульфидной серы не могли резко отклоняться от таковых мантийной серы. В качестве подтверждения этого вывода авторы приводят данные о значениях $\delta^{34}\text{S}$ серы осадочных барита (от +3,1 до +3,8‰) и пирита (от -0,1 до +1,1‰) в стратиграфически приблизительно эквивалентных горизонтах формации Фигтри в Свазиленде (Южная Африка), возраст которой превышает 3 млрд. лет. В этот период сера, поступающая в атмосферу с континентов и с океана, практически имела одинаковый изотопный состав.

В дальнейшем зарождение сульфатредуцирующих бактерий в иловых отложениях докембрийских морей обусловили фракционирование изотопного состава серы и утяжеление сульфатов океанических вод. С развитием жизни на суше, когда значительно возросло содержание кислорода в атмосфере и стала возможна регенерация сульфатов с более легкой серой, значения $\delta^{34}\text{S}$ атмосферной сульфатной серы стали постепенно уменьшаться.

Д. П. Найдин и Р. В. Тейс [193] пришли к заключению, что основная тенденция изменения «водного фона» мезозойских и кайнозойских морских бассейнов проявляется в «утяжелении» изотопного состава кислорода воды. При этом никаких конкретных цифр они не приводят. В этой связи уместно привести данные определения изотопного состава кислорода органогенных известняков морского происхождения различного возраста, полученные Кейтом с соавторами [346]. Согласно этим данным, значения $\delta^{18}\text{O}$ следующие: 8,56‰ для триаса, 4,98‰ для юры, 4,18‰ для мела, 2,33‰ для палеогена и неогена и, наконец, 1,18‰ для антропогена. Приведенные цифры наглядно иллюст-

рируют постепенное утяжеление изотопного состава кислорода органических известняков в ходе геологического времени.

Резюмируя изложенное о поведении изотопного состава водорода, кислорода, углерода и серы в морских водах и в атмосфере, можно констатировать следующее. В геологическом разрезе времени изотопный состав перечисленных элементов существенно изменялся. Однако вопрос о том, являлись ли эти изменения направленными и необратимыми, т. е. были ли эволюционными, нельзя считать окончательно решенным.

Глава 14

Гидросфера в палеозое

Последние 600 млн. лет истории Земли, охватывающие палеозой, мезозой и кайнозой, известны под общим названием фанерозой. Этот промежуток времени характеризуется качественно новыми признаками. В течение фанерозоя большинство подвижных зон консолидировались, интенсивность движения и вулканизма в них постепенно затухала. Геосинклинальный тип развития земной коры сменился платформенным типом, когда основную направляющую роль стали играть не подвижные области, а жесткие стабильные глыбы материков. Изменился и характер вулканической активности: вместо трещинных, площадных излияний лав теперь главное значение приобрели точечные вулканические извержения.

В палеозойскую эру происходила смена радиационных условий, вызвавшая дифференциацию климата. Этому же способствовали циркуляционные факторы с оформлением климатических фронтов в определенные периоды. Колебания климата имели место во все периоды палеозоя, но вначале преобладали изотермические условия. В дальнейшем отчетливо выявились зоны тропическая, умеренная и наметилась арктическая. Для палеозойской эры было характерно чередование гумидных и аридных климатов. По мнению В. М. Силицына [265], даже в аридные фазы сохранялась сильная облачность, испарение было пониженным, поверхностный сток достаточно интенсивным. В связи с малой материковостью и большой водностью, а также значительным содержанием в атмосфере углекислого газа «тепличный эффект» в палеозое был значительно выше, чем в последующее геологическое время, так же как была выше температура земной поверхности.

В результате перераспределения суши и океана, изменения рельефа, развития растительного покрова циркуляция атмосферы приобрела другое направление, более приблизившись

к современному. Характер и типы осадконакопления также стали иными. Роль силикатов резко уменьшилась. Огромной толщины стали достигать соленосные и карбонатные отложения. Начали формироваться угленосные и нефтеносные толщи. Вообще значение биогенных осадочных образований неизмеримо возросло как следствие жизнедеятельности колоссально размножившегося количества живых существ.

В соответствии с указанными преобразованиями трансформировался химический состав атмосферы и гидросферы. За счет фотосинтеза атмосфера обогащалась кислородом, что способствовало усилению окислительных процессов. На континентах шла дальнейшая дифференциация химического состава вод, зарождались и постепенно распространялись новые химические типы вод, содержащие соли — антагонисты по отношению к хлоридам кальция; pH морей возрастало от 7 до 8 по мере падения парциального давления CO_2 .

По мнению А. Г. Вологодина [72], к началу палеозойской эры фотосинтезирующие организмы биосферы, а также химические процессы почти полностью исчерпали запасы углекислоты. С этого времени жизнедеятельность фотосинтезирующих, особенно наземных, организмов оказалась подчиненной периодическим выбросам ювенильной углекислоты из недр Земли при вспышках вулканической деятельности. В связи с этим общая масса живого вещества растений была в разные эпохи геологической истории различной. Это сказалось в колебаниях количества органических и минеральных веществ, накапливавшихся в результате жизнедеятельности водорослевых сообществ.

По А. Б. Ронову [252], закономерность карбонатакопления заключается в следующем. Количество карбонатных осадков, отлагающихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей.

Процессы сульфатакопления играли ведущую роль в химической эволюции континентальных вод.

Появление содержащей кислород атмосферы повлекло за собой более быстрое окисление многих веществ. Произошла смена форм существования ряда элементов, в частности, сера изменила свою валентность от -2 до $+6$.

По утверждению Е. А. Бойченко [32], частичное окисление могло осуществляться организмами ранее при соответствующих значениях Eh . Так, например, при $\text{pH} = 7$ окисление HS в S с помощью бактерий может идти при $Eh = -270$ мВ, H_2S в S при $Eh = -240$ мВ, S в SO_4 при $Eh = +200$ мВ.

Переход от восстановительной биосферы к современной окислительной произошел под влиянием деятельности разнообразных организмов с различными окислительными функциями. В этой связи возникает предположение, что за всю геологическую историю в результате окислительных явлений содержание

в гидросфере сульфатов прогрессирующе возрастало. Однако в ходе эволюции биосферы при переходе от древних анаэробных условий к современным аэробным одновременно с возрастанием биогенных окислений возрастали и восстановительные процессы. Если бы восстановительные функции отсутствовали, то в условиях современной окисленной биосферы скоро были бы исчерпаны все восстановительные вещества и нарушен круговорот многих элементов [33].

Восстановление сульфатов и других соединений серы осуществляется как бактериями, так и зелеными растениями. У бактерий оно может происходить до выделения свободного сероводорода, ежегодное образование которого, по данным С. И. Кузнецова [168], равно 10^8 т. Этот процесс происходит главным образом в иловых отложениях водоемов. Восстановление сульфатов также осуществляется зелеными растениями до сульфогидрильных групп в молекулах органического вещества. Полагают, что ежегодное восстановление сульфатов растениями приблизительно в десять раз больше бактериального [33]. В разрезе геологического времени имело место прогрессирующее расширение области редукционных процессов в морских осадках, несмотря на прогрессирующий рост содержания кислорода в атмосфере.

Итак, в природе одновременно идут два противоположно направленных процесса: окисление и восстановление. Первый снабжает гидросферу сульфатами, второй их разрушает. В более ранние этапы развития биосферы в атмосфере увеличилось содержание кислорода и окислительные процессы, очевидно, преобладали над восстановительными.

Возникает вопрос о возможности достижения состояния равновесия между образованием и разрушением сульфатов на каком-то этапе эволюции континентальных вод. Изучение сульфатности осадочных континентальных отложений скорее всего указывает на продолжающуюся тенденцию к увеличению сульфатности вод суши.

В древних формациях мирабилит, тенардит, глауберит встречаются редко и преимущественно в виде небольших образований. В галогенных же формациях неогена на территории СССР перечисленные минералы занимают одно из основных мест. Это обстоятельство следует поставить в связь с тем, что в древних континентальных водоемах ионы SO_4^{2-} целиком уравновешивались ионами Ca^{2+} . По-видимому, сульфатность вод суши была ниже, причем сульфатные натриевые воды, при испарении которых отлагается мирабилит и тенардит в значительных количествах, имели ограниченное распространение. В палеозое и даже мезозое моря, подобные Каспийскому, не могли существовать, ибо их следы в форме мощных залежей мирабилита, тенардита и астраханита не обнаруживаются.

Начнем с самого раннего периода рассматриваемой эры — кембрийского, продолжительность которого 70 млн. лет. В кембрии суша еще представляла собой пустыню. Начало кембрия ознаменовалось обширной трансгрессией моря, сменившейся в среднем кембрии регрессией.

Кембрийский период характеризовался незначительным (на 2 %) смещением Северного полюса, господством водной поверхности, отсутствием интенсивных тектонических преобразований (при общем опускании суши), уменьшением облачности и содержания CO_2 . Все это было обусловлено выравниванием режима радиационных, а также циркуляционных условий, сглаживающих дифференциацию климатических условий. Главная роль в формировании климата принадлежала, по-видимому, радиационному фактору, тогда как циркуляционные процессы и влагооборот не были достаточно интенсивными.

В климатических условиях данного периода отмечаются две противоположные тенденции: с одной стороны, сухой климат, с другой — почти повсеместное покрытие суши водой, что не должно способствовать сухости климата [35]. В прибрежных частях морских бассейнов отлагались бокситы, а в более глубоководных частях — фосфориты. Жаркий и сухой климат благоприятствовал отложению солей в лагуниной части Сибирской платформы. Значительное развитие получил аридный литогенез.

На нижней границе кембрия представители разных групп органического мира пережили однотипные и, как полагают, одновременные изменения: у них появился скелет. Скелеты у различных групп животных резко отличаются друг от друга: у одних животных — кальцитовые раковины, у других — фосфатные, у третьих — кремниевые, у четвертых — хитиновые панцири. Однако комплексы древнейших скелетных организмов оказались в общем одинаковыми для огромных территорий (Сибирь, Австралия, Европа и т. д.). В течение кембрия почти все группы организмов обзавелись твердым скелетом. Для объяснения этого явления выдвинут ряд гипотез.

Согласно «химической» гипотезе, докембрийские моря были перенасыщены углекислым газом, отличались неустойчивостью солевого режима и совершенно другими соотношениями химических компонентов. При таком составе раковины возникнуть не могли, а если даже возникали, то быстро растворялись. Но тем не менее в докембрии отложились мощные толщи карбонатных пород, и, к тому же, в начале кембрия у животных появились не только известковые, но и кремниевые, и фосфатные скелеты. Из всех предложенных гипотез наиболее плодотворной, по-видимому, является концепция, пытающаяся объединить «химическую» и «мутационную» гипотезы. Соли и газы, растворенные в морской воде, могли оказывать «мутационное» влияние на развитие организма животных. По всем

признакам на нижней границе фанерозоя произошли какие-то резкие изменения в окружающей среде (гидросфере и атмосфере). Именно о подобных изменениях свидетельствуют прослеживаемые на огромных пространствах отложения соединенный фосфата (фосфоритов). Результаты геологических работ доказывают явную связь фосфоритообразования с вулканическими явлениями, вследствие которых в морские воды поступали огромные количества фосфора. Однако при этом остается неясным, каким образом вулканы оказались поставщиками огромных масс фосфора. Ведь в продуктах современной вулканической деятельности фосфора мало или совсем нет.

Считается вполне вероятным и совершенно противоположное толкование: массовые отложения фосфоритов на границе кембрия и докембрия обусловлены катастрофическим вымиранием докембрийских организмов. Как известно, в мясе животных содержится до нескольких десятых долей процента фосфора при общем содержании его в земной коре всего 0,08 %. Причиной гибели организмов считается изменение уровня моря, направления течения, степени солености в эпохи «прорыва» крупных тектонических движений.

Весьма заманчивой представляется гипотеза, объясняющая разнообразие химического состава скелетов морских организмов именно тонкими различиями химического состава вод докембрийских морей. Так, к водной среде, обогащенной фосфором, адаптировались «фосфороллюбящие» организмы, аналогично тому, как к современным соленым озерам приспособились «соеллюбящие» организмы (животные и растения). Биогеохимия устанавливает, что в ходе геологической истории организмы как бы «привыкали» (адаптировались) к определенному химическому составу среды, т. е. между ними и средой устанавливались определенные биохимические отношения. Химический состав среды решающим образом сказывается на особенностях расселения растительных и животных сообществ.

Чтобы получить представление о составе океанических вод в кембрийский период, обратимся к соленосным отложениям и парагенетически связанным с ними рассолам кембрийских солеродных бассейнов. Таковые имеются в Восточной Сибири. Как показано Е. А. Басковым [17], подземные высокоминерализованные рассолы Лено-Енисейского бассейна образовались в конце нижнего кембрия. В табл. 6 приведен состав солей и рассолов Усольской свиты (нижний кембрий) Иркутского амфитеатра [164]. Свита представлена чередованием каменной соли с подчиненными ей доломитами и ангидридами мощностью 600—1000 м [217]. По преобладающим ионам рассолы южной части амфитеатра являются хлоридными натриевыми, минерализация их не превышает 350 г/л. Рассолы центральной части следует назвать хлоридными кальциевыми, минерализация их достигает 400—500 г/л. Генезис этих двух разновидностей

**Сравнительная характеристика солевого состава рассолов и солей
Усольской свиты Иркутского амфитеатра**

Компонент	Солевой состав, % экв		
	соли нижнего кембрия	рассолы	
		южная часть бассейна	центральная часть бассейна
NaCl	99,8—81,4	97,7—85,0	3,78—0,18
CaCl ₂	0,03—2,42	0,52—1,94	80,0—82,8
KCl	0—2,67	0—0,22	2,66—5,78
MgCl ₂	0—0,36	0—0,66	9,04—14,0
Другие соли	0,22—1,25	0—1,66	0,70—1,06
Br	0,007—0,042	0	0,25—0,61
pH	7,0—7,5	7,3—8,7	2,8—5,1

рассолов совершенно различен. Первые образовались путем выщелачивания галита, вторые представляют собой маточную рапу, оставшуюся после садки солей в кембрийском солеродном бассейне. В процессе кристаллизации солей осуществляется резкая дифференциация ионного состава, и поэтому маточные рассолы коренным образом отличаются по составу как от выпавших из растворов солей, так и от исходной морской воды, в которой шла садка солей.

При упаривании современной морской воды в нормальных условиях маточные рассолы имеет хлоридный магниевый состав. Такое резкое различие между современными и кембрийскими маточными рассолами связано с тем, что соотношение между катионами в кембрийском бассейне было иным. Воды кембрийского моря хотя и не были хлоридными кальциевыми, но характеризовались соотношением $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$. Для вод современного океана это соотношение имеет вид $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$. Кембрийское море принадлежало к хлоркальциевому типу, и поэтому после садки солей остаточная рапа обогащалась хлоридами кальция. Малое содержание в ней ионов магния, очевидно, связано с извлечением магния из раствора в процессе седиментации доломита.

Предложенное объяснение генезиса рассолов, по всей вероятности, вызовет у тех, кто занимается этой проблемой, глубокое сомнение. Обычно выдвигаются следующие возражения:

1) подземные рассолы вследствие их подвижности не могли сохраниться со временем кембрия до наших дней. В течение такого огромного промежутка времени должна была произойти неоднократная их смена;

2) состав вод эпиконтинентальных морей значительно отличался от состава океанических вод, и по нему нельзя судить

о гидрохимических особенностях Мирового океана минувших геологических эпох;

3) погребенные седиментационные рассолы в недрах подвергаются коренной метаморфизации и поэтому не могут дать надежной информации о химической эволюции океанических вод.

По поводу первого возражения приведем такой аргумент. Неоднократная смена межсолевых и подсолевых рассолов вызвала бы растворение и разрушение самой соляной залежи, причем после вытеснения первичных маточных рассолов сформировавшиеся путем растворения солей новые рассолы были бы аналогичны по составу соляной залежи, т. е. они были бы не хлоридно-кальциевыми, а хлоридно-натриевыми (рассолы выщелачивания). Их минерализация не превосходила бы 300—350 г/л.

Рассмотрим второе возражение. Действительно, состав вод эпиконтинентальных морей не может быть вполне идентичным составу океанических вод, поскольку в водно-солевом питании морей, в той или иной степени отчленившихся от океана, участвовали поверхностные и подземные воды, а также гидротермы. Однако в кембрийский период поверхностный и подземный сток был еще слабо развит и поэтому различие в химическом составе вод океанов и морей было незначительным. Кембрийский солеродный бассейн в Восточной Сибири имел колоссальные размеры. А это значит, что он мог сформироваться только за счет мощного источника водно-солевого питания, а таковым мог быть океан. Следовательно, мы не совершим ошибки, если по составу вод кембрийского моря будем судить о составе вод Мирового океана в кембрийский период.

Третье возражение выдвинуто сторонниками наиболее популярной в гидрогеологии седиментационно-диагенетической гипотезы происхождения подземных рассолов. Согласно этой гипотезе, начиная с кембрия состав океанических вод был неизменным, т. е. таким, как в настоящее время. Наблюдаемые же различия в составе седиментационных рассолов и морских вод объясняются процессами глубокой метаморфизации (диагенеза) рассолов в недрах Земли. Суть химической эволюции морских вод заключается, стало быть, в направленной их метаморфизации за период пребывания в закрытых гидрогеологических структурах, в то время как сам океан химически не эволюционирует, оставаясь «планетной постоянной». Ход метаморфизации обычно изображается в виде реакции взаимодействия рассолов с вмещающими их горными породами. Критический обзор этих реакций дан в наших работах [227, 230, 233, 234, 237].

Особенно много внимания уделено выяснению генезиса хлоридов кальция в рассолах Восточной Сибири. Вследствие их уникального состава некоторые авторы называют их предельно

метаморфизированными [164]. В геологическом разрезе морских отложений названного региона, к которым приурочены рассолы хлоркальциевого типа, присутствует доломит, и поэтому главные надежды стали возлагать на реакции взаимодействия, как полагают, первоначально хлормagneзиевых рассолов с вмещающими породами (известняками), в результате которых образуются доломит и рассолы хлоркальциевого типа. Поскольку в предыдущей нашей работе [237] эти реакции были подробно рассмотрены, здесь отметим только одно любопытное обстоятельство. При объяснении генезиса рассолов путем доломитизации известняков полностью игнорируются данные литологов о генезисе доломитов. Согласно же многолетним исследованиям, выполненным Я. К. Писарчик [217] и обобщенным в ее фундаментальном труде, доломиты Иркутского амфитеатра являются седиментационными (первичными), а не диагнетическими (вторичными). Следовательно, все гипотетические построения генезиса хлоридов кальция в подземных рассолах в результате доломитизации известняков являются беспочвенными, поскольку этого события в истории образования карбонатных толщ Иркутского амфитеатра никогда не было.

Е. В. Пиннекер, посвятивший рассолам Ангаро-Ленского артезианского бассейна монографию [214], присоединяется к мнению литологов о первично-седиментационном происхождении доломитов. Однако он отрицает возможность образования высококонцентрированных подземных рассолов из рапы солеродных бассейнов. Рассолоносные толщи обычно перекрыты или подстилаются мощными толщами ангидритов. Со ссылкой на Борхерта Пиннекер утверждает, что в прошлом выделение огромных количеств пресной воды при переходе гипса в ангидрит неизбежно приводило к разубоживанию остаточной рапы. Ориентировочный расчет показывает, что на Сибирской платформе рапа могла разбавиться по крайней мере в два-три раза. И это, как пишет Пиннекер, лишает седиментационную гипотезу всякого доказательства образования концентрированных рассолов исключительно за счет рапы солеродных бассейнов [216, с. 153].

В кембрийских соленосных отложениях сульфаты представлены ангидритом, который, по данным Писарчик, является тоже первичным. И этот факт свидетельствует об ином составе вод кембрийских морей. В современных соляных водоемах в карбонатную стадию седиментации отлагается известняк, а не доломит, в сульфатную стадию — гипс, а не ангидрит. Экспериментами В. И. Манихина [179] показано, что при давлении даже $9,9 \cdot 10^8$ Па гипс не теряет кристаллизационной воды. Поэтому существующее представление о том, что на определенной глубине под влиянием веса вышележащих толщ происходят дегидратация гипса и образование ангидрита, нуждается в пере-

смотре. Возможно, при обезвоживании решающее значение принадлежит температуре, которая, однако, должна быть очень высокой. Дело в том, что определяющим в реакции дегидратации гипса в ангидрит будет обязательное промежуточное образование полугидрата ($\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$). Такой механизм реакции не позволяет гипсу терять кристаллизационную воду до тех пор, пока не наступит равновесие с полугидратом, которое достигается при температуре 97°C. В этой связи трудно допустить, что огромные массы галогенных пород когда-то подвергались воздействию подобной высокой температуры.

Как известно, искусственный ангидрит в виде кристаллов получается при испарении насыщенных растворов в смеси с растворами NaCl , MgCl_2 и других солей [28].

Согласно физико-химическим исследованиям, при выпаривании хлоркальциевых рассолов кристаллизуются галит, затем сильвин, карналлит, бишофит, тахидрит и т. д. Таким образом, в природе формируется так называемый хлоридный тип разрезов галогенных толщ. А. Г. Василевская и ее соавторы [129] пишут, что в связи с недоказуемостью возможности генерации CaCl_2 в поверхностных водах возникает предположение об участии хлоркальциевых рассолов именно подземного происхождения в древнем галогенезе. Такое предположение, по их мнению, устраняет барьер на пути развития теории образования галогенных отложений. С нашей точки зрения, теория галогенеза будет более стройной, если считать, что эволюционный процесс был присущ водам океана и связанным с ними галогенным отложениям, и этим барьер был бы уничтожен. В отличие от современной воды древнего океана содержали хлориды кальция.

Мы далеки от мысли считать рассолы, вскрываемые скважинами в кембрийских отложениях, полностью идентичными по составу рассолам солесродных бассейнов кембрийского периода. Находясь в недрах Земли в течение сотен миллионов лет, они в той или иной степени подверглись метаморфизации. Однако богатство их ионами кальция и принадлежность к хлоркальциевому типу унаследованы от кембрийского моря. Отсюда можно прийти к выводу, что в кембрий морские и океанические воды относились к хлоркальциевому (IIIб) типу.

По-видимому, кембрийские моря отличались высокой концентрацией калия и ряда микрокомпонентов. Но этот сложный вопрос требует специального рассмотрения.

К любопытным выводам о генезисе сверхкрепких хлоридно-кальциевых подземных рассолов Ангаро-Ленского бассейна пришли Ю. Б. Селецкий и его соавторы [80]. Масс-спектрометрическим методом было определено содержание в рассолах дейтерия и ^{18}O . Был взят стандарт ВСЕГИНГЕО, равный для дейтерия 0,0143 ат. %, а для ^{18}O — 0,1971 ат. %. Масс-спектрометрические анализы показали, что содержание дейтерия

в хлоридных кальциевых рассолах колеблется от +2,70 до +7,90 %, составляя в среднем +6,07 %. Те же величины для хлоридно-натриевых рассолов равны соответственно —8,07, +2,14 и 3,71 %, а для вод, не относящихся к рассолам, —5,15, —0,81 и —2,80 %.

Содержание ^{18}O для тех же групп вод составляет соответственно +0,693, +1,198 и +0,835; —0,579, +0,197 и —0,336; —0,635, +0,073 и —0,234 %. Таким образом, по содержанию тяжелых стабильных изотопов элементных составляющих водных молекул хлоридные кальциевые рассолы резко отличаются от хлоридных натриевых рассолов и вод, не относящихся к рассолам. В то же время воды двух последних групп по содержанию этих изотопов в целом различаются незначительно.

По заключению Селецкого с соавторами, хлоридные кальциевые рассолы представляют собой воды, в значительной степени унаследованные со времени кембрийского солеродного бассейна, в то время как хлоридные натриевые рассолы — типичные рассолы выщелачивания.

С наступлением ордовикского периода, продолжавшегося около 60 млн. лет, вследствие значительных местных погружений земной поверхности море покрыло значительные участки суши. Поздний ордовик ознаменовался проявлением мощной фазы каледонского диастрофизма, что сопровождалось отступлением моря и образованием крупных участков суши. Ордовикские моря были двух родов: платформенные — эпиконтинентальные, в которых накапливались преимущественно карбонатные осадки, и геосинклинальные, где отлагались главным образом терригенные осадки.

Ордовикский и силурийский периоды оказались временем наибольшего смещения полюсов, в частности Северный полюс сместился на 5—6°. Существенное влияние на климат оказали тектонические движения, в результате которых вновь увеличилась площадь платформ. Перераспределение суши и моря усилило дифференциацию климата. Равнинный рельеф преобладал над горным, однако к концу силура возросла гористость. Большинство исследователей отмечают усиление аридности в климатах ордовика и в особенности силура, что проявлялось в распространении известняков и соответствующих стеногалинных форм в морях.

В силурийский период впервые рельеф стал выступать как активный фактор климата. Климат претерпел эволюцию в направлении возрастающей сухости. Общей чертой климатических условий в ордовике и силуре является то, что они в эти периоды приобрели отчетливый зональный характер.

В животном мире ордовика наиболее развиты были брахиоподы, трилобиты, моллюски и др. Растительный мир ордовика был представлен в основном известковыми и сине-зелеными водорослями.

Начало силура совпало с проявлением тектонических движений одной из фаз каледонской складчатости, с которой сопряжены значительные погружения земной поверхности и крупные морские трансгрессии. В конце же силура происходили резко выраженные и почти повсеместные регрессии. Наиболее специфической и широко распространенной группой органического мира являлись граптолиты. Растения были представлены водорослями, псилофитами и плауновыми. Продолжительность силурийского периода 25—30 млн. лет.

Главное событие силура — массовое завоевание суши растениями. Таковыми оказались псилофиты — своеобразные споровые растения. Выход на сушу растений представлял собой настоящую революцию: открылись новые возможности развития [140].

По расчетам Бекнера и Маршалла [340], в силуре содержание кислорода достигло 10 % современного его количества, озоновый экран стал мощнее и жизнь смогла развиваться на поверхности воды и на суше. Это привело к взрыву эволюции в конце указанного периода. Упомянутые авторы намечают два критических уровня содержания кислорода — 1 и 10 %, с которыми связаны резкие скачки эволюции.

В начале девонского периода, продолжительность которого 60 млн. лет, в результате каледонской складчатости произошли поднятия обширных областей земной поверхности, на которых накопились мощные красноцветные лагунно-континентальные отложения древнего красного песчаника. В среднем и позднем девоне в пределах платформ и геосинклиналей отмечались погружения и обширные морские трансгрессии. В течение всего девона в разных местах проявлялась активная магматическая деятельность, в некоторых районах происходило накопление галогенных осадков.

В девонский период продолжалось уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере, происходило колебание облачности, оформлялись радиационные рубежи, а следовательно и климатические зоны [35]. Существенные климатические различия отдельных территорий были обусловлены главным образом тектоническими причинами и смещением полюсов. Проявление аридного климата в девоне было одним из самых грандиозных в истории Земли. Об его масштабах говорят колоссальные площади, охваченные в Евразии аридизацией, и огромные ареалы и объемы девонских отложений, связанных с засушливым климатом (красноцветы, доломиты, гипсы, соли). Именно в зоне периодически засушливого климата могли образовываться пестроцветы и красноцветы, а также пластовые фосфориты (Восточная Сибирь).

Животный мир девона характеризовался пышным расцветом брахиопод и гигантских ракообразных. Весьма важное значение приобрели позвоночные: бесчелюстные и настоящие

рыбы. Растительный мир характеризовался широким развитием псилофитов, вымерших в конце периода, и появлением папоротникообразных, плауновых и хвощовых. Развитие наземной растительности и образование почвы создали предпосылки для выхода на сушу животных.

Образование растительного покрова предохраняло поверхность Земли от разрушительного действия водных потоков и постепенно изменяло картину. На протяжении ордовика и силура примитивная наземная флора завладевала все новыми и новыми пространствами на континентах. Однако влияние этой растительности на климат и интенсивность эрозии в основном оставалось ничтожным. Как считает Л. Ш. Давиташвили [94], существенные сдвиги в этом влиянии произошли позднее.

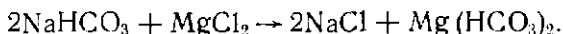
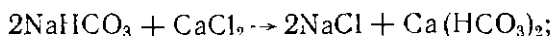
Растительный покров, особенно леса, являясь регуляторами поверхностного стока, имеют огромное гидрогеологическое значение. Растительность сохраняет влагу, снижает температурные колебания и благотворно воздействует на водный режим. Пока не существовало мощного регулирующего фактора, процессы разрушения и сноса происходили совсем иначе, чем в настоящее время. Внутренние области материков, вероятно, получали меньше атмосферных осадков. Отсюда можно прийти к выводу, что в докембрии и раннем палеозое не было постоянных русел и еще не сформировалась похожая на современную гидрографическая сеть. Эта идея защищалась Д. В. Наливкиным в его фундаментальной монографии о фациях в осадочных породах. Он писал: «В силурийских, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях осадки речных долин и дельт неизвестны и, несомненно, отсутствовали, так же как отсутствуют угленосные толщи. В эти эпохи рек не было и перенос продуктов разрушения производился только временными потоками» [194, с. 101].

Изложенные представления об отсутствии речной сети в докембрии, а также на протяжении нижнего палеозоя имеют исключительно важное, принципиальное значение. Автор видит в них серьезный аргумент в пользу защищаемого положения об акселерации химической эволюции гидросферы в фанерозое. Условия для реализации приведенных ниже реакций взаимодействия речных вод с океаническими по существу создавались только в верхнем палеозое. Это не могло не сказаться на темпах преобразования химического состава вод Мирового океана; они стали более ускоренными.

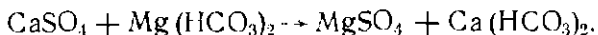
Начиная с девона сток континентальных (речных) вод сделался мощным фактором метаморфизации океанических вод. В чем заключается его влияние? Приведем химический состав вносимых в океан континентальных вод: NaCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 , NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и в значительно меньшем количестве $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Вследствие формирования коры выветривания, растительного и почвенного покрова, а также развития

органического мира миграционная способность таких биологических компонентов, как калий, сделалась очень низкой. Калий превратился во второстепенный компонент континентальных вод.

Вследствие слабой растворимости гидрокарбонаты кальция и магния не накапливались в водах океана. Соли же Na_2SO_4 , NaHCO_3 вступали во взаимодействие с присутствующими в океане солями — антагонистами CaCl_2 MgCl_2 по следующим схемам:



Увеличению концентрации CaSO_4 препятствовало течение реакции



Логично предположить, что под воздействием континентального стока и других факторов, о которых далее будет сказано, состав океанических вод направленно трансформировался. Шло чрезвычайно медленное накопление NaCl , MgSO_4 за счет выведения из раствора CaCl_2 , MgCl_2 . Скорость этой трансформации — величина бесконечно малая; только проинтегрировав ее за сотни миллионов лет, можно обнаружить некоторые сдвиги в соотношениях главных компонентов. Океан обогащался компонентами вадозного происхождения, представленными главным образом сульфатами.

Как явствует из приведенных реакций, на первых этапах из океанических растворов выводился в основном CaCl_2 , поскольку по отношению к нему антагонистами являются NaHCO_3 , Na_2SO_4 , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, а по отношению к MgCl_2 — только первые две соли. Есть основания думать, что в палеозойском океане сохранилось соотношение $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$, т. е. в солевом составе его вод присутствовал CaCl_2 . В течение мезозоя, по всей вероятности, вода океана постепенно лишалась хлоридов кальция и между главными ионами прочно установилось соотношение $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ (но $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$), которое со временем приобретало все более выраженный характер.

Карбон (каменноугольный период) ознаменовался небывалым расцветом теплолюбивой растительности, которая впоследствии создала залежи каменного угля. По-видимому, в этот период имело место потепление климата. Сильное развитие на суше высшей растительности сопровождалось огромным потреблением углекислого газа, выделением кислорода, а следовательно, процессы выветривания приобрели иной характер.

Земная атмосфера по своему составу еще более приблизилась к современной. Высказываются разные точки зрения о причинах изменения климата в карбоне. По мнению А. А. Борисова, расцвет растительности при некотором уменьшении площади суши связан с развитием меридиональной циркуляции, а следовательно с дифференциацией климатов как в пространстве (обмен воздушными массами), так и во времени (усиление сезонности). Для карбона Борисов выделяет четыре климатические зоны: тропическую, субтропическую, умеренную и субполярную. Для данного периода были характерны колебания климата, обусловленные преимущественно тектоническими движениями.

В конце и начале карбона происходило расширение океанов и морей за счет суши. Период (продолжительность 60 млн. лет) начался с тектонических движений, в результате которых на обширных площадях в пределах платформ и геосинклиналей произошли значительные погружения и морские трансгрессии. В среднем карбоне также имели место тектонические движения, сопровождавшиеся крупными регрессиями и трансгрессиями. В течение всего периода проявлялась эффузивная и интрузивная магматическая деятельность. На приморских равнинах формировались торфяники и накапливались растительные остатки, из которых зарождались залежи каменного угля.

В животном мире в течение карбона произошли значительные изменения. Развились фораминиферы, мшанки, брахиоподы и др. Продолжали размножаться хрящевые и костные рыбы. Растительный мир характеризовался отсутствием псилофитов, развитием гигантских каламитов и плаунов. В конце периода появились первые хвойные растения [81].

Карбон был периодом исключительного расцвета растительной жизни. Пышному развитию растительности в карбоне, возможно, благоприятствовала активизация вулканической деятельности. Атмосфера обогатилась углекислотой, что не могло не отразиться на фотосинтезе. Накопление каустобиолитов, начавшееся еще в докембрии, достигло максимума в карбоне.

В карбоне началась грандиозная перестройка лица Земли — наступила герцинская горообразовательная эпоха, в результате которой выросли мощные горные системы, резко увеличилась средняя высота суши. Сокращение площади морей и океанов, повышение средней высоты суши, гигантские пояса гор высотой до 5—6 км резко интенсифицировали отдачу тепла земной поверхности, привели к понижению температуры и наступлению длительной ледниковой эпохи, занявшей конец карбона и первую половину пермского периода [120].

Сокращение площади поверхности испарения и изъятие из круговорота влаги больших количеств воды, законсервировавшейся в виде льда, привели к аридизации климата и широкому распространению пустынь. И если в первую половину карбона

низменная, заболоченная суша была занята сплошными лесами, то в его вторую половину и в перми площадь лесов значительно сократилась.

Таким образом, как для биосферы, так и для взаимосвязанных с нею гидросферы и атмосферы карбон явился одним из важнейших поворотных этапов эволюции. Увеличилось количество организмов и появились особые микроорганизмы, ускоряющие процессы физико-химического выветривания. В результате активизации фотосинтеза более напряженно шло продуцирование кислорода. Господствующее значение приобрели два типа химического выветривания: сернокислотное и углекислотное. Природные воды стали усиленно снабжаться сульфатными и гидрокарбонатными ионами.

Карбон оставил огромные залежи угля, состоящие из углерода. Последний был почерпнут из атмосферного углекислого газа. В результате атмосфера освобождалась от избытка последнего и обогащалась кислородом.

Пермский период (продолжительность около 45 млн. лет) ознаменовался проявлением мощной горообразовательной и вулканической деятельности. В результате орогенеза, относящегося к герцинскому циклу, возникли мощные горные хребты Центральной Азии, сформировались Уральские горы и др. С горообразовательными процессами были связаны также значительные перемещения океанических вод, возникновение новых и уничтожение бывших морей; для этого времени характерно появление крупных эпиконтинентальных бассейнов с морским, лагунным и континентальным режимами.

Климат пермского периода был вообще самым теплым из ранее господствовавших в палеозое [267]. В отличие от климата карбона он был сухой, причем сухость климата в течение перми нарастала. В условиях жаркого и сухого климата в высыхающих обширных лагунах отлагались эвапориты — доломиты, ангидриты, гипсы, каменная и калийная соли, которыми богаты пермские отложения. В районах преобладания влажного теплого климата накапливались массы отмершего растительного вещества, давшего начало образования крупнейших угольных месторождений.

В южном полушарии преобладал континентальный режим. Особенностью существовавшего здесь материка, так называемой Гондваны, явилось неоднократное развитие здесь горного оледенения (Южная Америка, Австралия).

Морская фауна представляла собой заключительный этап развития палеозойского животного мира. Пышного расцвета достигли мшанки и насекомые. Среди позвоночных были развиты ганойдные рыбы и акулы. Растительный мир пермских материков был весьма разнообразным, выделялось несколько палеофлористических областей. Ангарская и Гондванская области характеризовались развитием кордантовой тайги.

Как показывает ископаемая фауна, история жизни на Земле знает кризисы, когда в течение немногих миллионов лет вымерло много видов животных во всем ареале их рассеяния. Известны два таких сильнейших кризиса — один в конце перми, другой в конце мела. Существуют гипотезы, объясняющие резкие изменения фауны уменьшением солености Мирового океана. Благоприятные условия для опреснения океана, в частности, возникли в перми.

Пермь, по-видимому, была периодом резкой дифференциации климата, когда одни области были заняты ледниками, другие пустынями. Следовательно, в этот период, с одной стороны шла интенсивная разгрузка солей во внутриконтинентальные моря, с другой шло интенсивное таяние ледников и вследствие этого пополнение убыли в океане.

По мнению Фишера [318], гипотезу снижения солености можно рассматривать всерьез лишь в том случае, если будет найден правдоподобный механизм уменьшения солености океанов по меньшей мере на $\frac{1}{7}$ (т. е. на 5 г/л). Названный автор предложил собственную гипотезу. Он исходил из того, что особые климатические и тектонические условия, сложившиеся на Земле, способствовали формированию обширных бассейнов с избыточным испарением воды. В результате крупные массы океанических вод непрерывно устремлялись в эти бассейны, соленость которых возрастала, причем значительная часть образовавшихся рассолов возвращалась в океан. Эти рассолы, обладавшие большой плотностью по сравнению с плотностью океанической воды, скапливались на абиссальном ложе океанов и не вовлекались в общую циркуляцию океанических вод. По расчетам автора изложенной гипотезы, в результате описанного процесса соленость океанов могла уменьшиться до 30 %. Такого снижения солености не могли перенести многие группы стеногаллиной морской фауны.

Образование глубоководных рассолов на дне океана схематически показано на рис. 8. Фишер считает, что отток рассолов из подобных бассейнов начинался задолго до стадии осаждения ангидритов и, вероятно, рассолы вытекали из большинства бассейнов, где осаждался галит. В различные периоды истории Земли концентрация рассолов морской воды в бассейнах с избыточным испарением приводит не только к осаждению эвапоритов, но и к обратному оттоку рассолов в океан, где они образуют устойчивые изолированные скопления на абиссальных глубинах.

Сейчас на Земле нет бассейнов с таким избыточным испарением, как в перми. Тем не менее соленость некоторых современных морей выше солености океанов. Фишер приводит в качестве примера Средиземное море, соленость которого вследствие высокого испарения достигает 37—39 ‰. Для компенсации дефицита через Гибралтарский пролив в Средиземное

море движется поток океанических вод с расходом $1,75 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ и соленостью 36‰. В нижней части этого же потока движутся в противоположном направлении более тяжелые воды (соленость 38‰), т. е. из Средиземного моря в Атлантический океан. Расход этих вод составляет $1,68 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Фишер полагает, что аналогичный отток рассолов существовал в прошлом в бассейнах с избыточным испарением. Можно еще добавить,

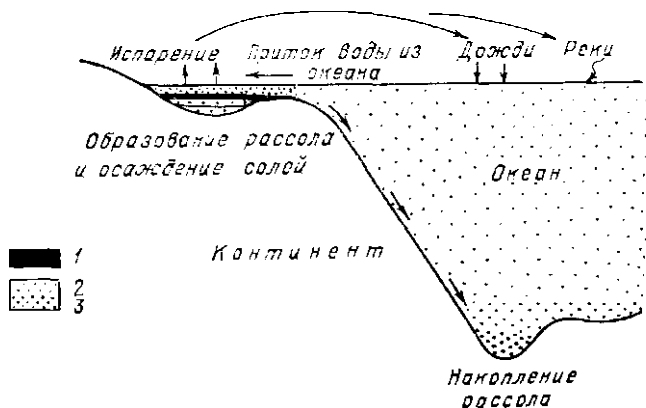


Рис. 8. Схема образования глубоководных рассолов, по Фишеру.

1 — эвапориты; 2 — морская вода; 3 — рассол.

что такие же противотечения установлены в проливах, соединяющих Красное море с океаном и Азовское море с Черным.

И все же предложенное Фишером объяснение причины опреснения вод океана в перми, с нашей точки зрения, нельзя считать удовлетворительным. Обратимся к современным бассейнам аридной зоны, где встречаются озера с различной степенью засоления — от пресных до самосадочных. Главной причиной такого различия является интенсивность водообмена в озерах. В зависимости от водного баланса различают три вида озер: бессточные, сточные и временно сточные. Озеро, имеющее сток, не подвергается засолению. Из озера с периодическим стоком часть солей, вносимых притоком, выносится. Однако непрерывного накопления солей в таком озере не происходит, так как с повышением минерализации воды озера растет минерализация стока из него; в результате в системе приток—озеро—сток устанавливается некоторое равновесие, определяющее минерализацию воды озера, которая выше минерализации вод притоков [6]. Бессточное же озеро в конечном счете превращается в самосадочный бассейн.

Согласно нашим наблюдениям [225], минерализация вод во временно сточных озерах, являющихся по водному режиму

близкими аналогами тех самых морских бассейнов, о которых пишет Фишер, не достигает даже стадии садки гипса: они никогда не становятся самосадочными. Поэтому есть основания полагать, что превращение внутриконтинентального моря в самосадочный бассейн начнется лишь после того, как пролив, соединяющий море с океаном, сузится до таких размеров, когда будет возможным движение потока только в одном направлении из океана в отшнуровавшееся море. Для примера назовем Кара-Богаз-Гол, где существует одностороннее движение из моря в залив.

С другой стороны, если предложенная гипотеза верна, то должно происходить прогрессивное засоление океана и обогащение его наиболее растворимыми солями $MgCl_2$, $CaCl_2$, чего в действительности нет. За последнее время в недрах Земли обнаружены мощные залежи бишофита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и тахгидрита ($2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$). Следовательно, эти соли не выносились обратно в океан, а аккумуляровались в морях, достигая стадии кристаллизации.

Подводя итог сказанному о развитии гидросферы в палеозойскую эру, следует отметить три важнейших фактора, ускоривших химическую эволюцию океана и всей гидросферы в целом.

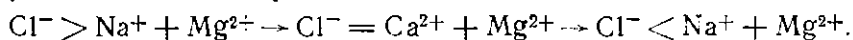
Во-первых, это образование крупных солеродных бассейнов, в которых накопление солей совершалось в гигантских масштабах, не имеющих аналогов в современности. Этот фактор особенно энергично проявил себя в кембрии и перми. Во-вторых, возникновение гидрографической сети и резкое усиление роли поверхностного стока в формировании солевого состава Мирового океана. Появившись на сцене, по-видимому, в конце девона, речной сток сделался постепенно главной составляющей водно-солевого баланса океана. В нижнем палеозое могли существовать временные водотоки.

В третьих, это коренное изменение роли биологического фактора, занявшего одно из ведущих положений в формировании химических типов природных вод. Этому способствовали произрастание в карбоне обильной и пышной растительности и образование почвенного покрова. Каменноугольный период явился одним из поворотных этапов химической эволюции. Если до него главная роль принадлежала физико-химическому и магматическому факторам, то после него на первое место выдвинулись биологический и гидрологический факторы.

Особое значение в развитии гидросферы имел пермский период, когда, по-видимому, происходила резкая дифференциация климата, так как одни области были заняты ледниками, другие — пустынями. Возникает предположение о повышении солености вод океана в пермское время. Однако увеличение солености не могло быть значительным. Этому процессу противодействовала интенсивная разгрузка солей из океана во

внутриконтинентальные моря. Как известно, с пермскими отложениями связаны наиболее мощные залежи гипса, галита, калийных солей. В дальнейшем убыль воды в океане была компенсирована таянием ледников, что сопровождалось некоторым опреснением вод океана.

Каким же химическим составом обладал океан в конце палеозоя? Хотя по своей длительности эта геологическая эра была намного короче каждой из двух предыдущих, но вследствие совокупного действия только что рассмотренных факторов в ионном составе океанических вод произошли значительно большие изменения, чем за всю предыдущую геологическую историю. Соотношение ионов Na^+ и Ca^{2+} в растворе сдвинулось в пользу первого. Уменьшилось содержание в природных водах биологически активного иона калия. Возросла концентрация сульфатных ионов. Тем не менее основными солевыми компонентами океана по-прежнему оставались KCl , NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , CaSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, но соотношение между ними стало иным по сравнению с водами океана в протерозое. Доминирующее значение приобрел NaCl . Содержание CaCl_2 уменьшилось вследствие поступления в океан вместе с речными водами солей—антагонистов Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaHCO_3 . Химический тип океана сохранился прежним, т. е. хлоркальциевым (IIIб). Однако он был выражен менее ярко, чем в водах протерозойского океана, что явилось результатом сглаживания неравенства $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$. За всю историю существования океана прослеживается следующая тенденция:



Перейдем теперь к гипотетическим рассуждениям о возможной солёности вод Мирового океана в конце палеозойской эры. В главе 9 говорилось, что минерализация первобытного океана была ниже современной и выражалась первыми граммами в 1 л. В течение докембрия, по всей вероятности, шло медленное нарастание солёности под влиянием испарения. Этот главнейший фактор концентрирования природных вод начал действовать после того, как атмосфера освободилась от избытка водяных паров и относительная влажность стала ниже 100 %.

Источниками накопления солей в океане являлись гидротермы, вулканические извержения, растворимые продукты физико-химического выветривания горных пород. Между океаном и сушей через атмосферу возник солеобмен, при котором морские соли уносились на материк, а континентальные соли вносились в океан. Увеличение солёности Мирового океана могло начаться со времени относительной стабилизации объема его водной массы. Соли аккумуляровались в океане, и не было никаких агентов, задерживающих рост минерализации его вод.

По-видимому, на границе докембрия с фанерозоем создались предпосылки для образования обширных внутриконтинен-

тальных морских бассейнов, в которые океаны сбрасывали свои воды. В условиях засушливого климата в этих морях накапливались колоссальные запасы солей океанического происхождения, чему способствовало длительное прогибание дна впадин, вмещающих морские бассейны. Через узкие проливы во внутриконтинентальные моря были направлены гигантские потоки океанических вод. После полного отшнурования внутриконтинентальные моря усыхали, накопленные в них соли, а также рассолы погребались и исключались из круговорота. Таким образом, эти моря по отношению к океану играли роль опреснителей и этим самым поддерживали соленость его вод на более или менее постоянном уровне.

Аналогичное опресняющее значение имели трансгрессии. При затоплении обширных территорий происходила инфильтрация океанических вод. Будучи более тяжелыми, они вытесняли из водоносных горизонтов пресные воды и оставались там после отступления океана. Кроме того, крупные трансгрессии, обусловленные опусканием земной коры, сопровождались образованием мощных осадочных отложений, в которых захороняются океанические воды. Так формировались подземные воды седиментационного или древнеинфильтрационного происхождения.

Необходимо подчеркнуть, что роль указанных естественных факторов состояла не в уменьшении солености Мирового океана, а в предотвращении его прогрессивного засоления. Как думают некоторые исследователи, за всю геологическую историю минерализация океанических вод колебалась в каких-то незначительных пределах, поскольку значительные отклонения от нормальной солености в ту или другую сторону вызвали бы массовую гибель морских организмов.

Теперь остановимся на химическом составе вод внутриконтинентальных морей. В нижнем палеозое они не могли отличаться от состава вод океана, поскольку он был тогда почти единственным источником питания морей. В верхнем палеозое сформировался речной сток. Влияние его на химический состав вод морей сказывалось гораздо сильнее, чем на состав вод океана, вследствие значительно меньших размеров морских бассейнов. Можно утверждать, что наибольшее развитие в палеозойскую эру получили моря хлоркальциевого типа (IIIб), хотя в верхнем палеозое могли появиться моря хлормagneвиевого типа (IIIа).

В пользу защищаемой концепции приведем следующее доказательство. Для палеогидрохимических реконструкций иногда используется поглощенный комплекс глинистых пород. Экспериментами показано, что поглощенный комплекс горных пород отражает катионный состав и минерализацию вод, с которыми они контактировали. Следовательно, по характеру поглощенного катионного комплекса можно получить представление

о химическом составе воды, некогда находящейся в равновесии с данными породами.

Н. С. Спиро [278] исследовал состав поглощенного комплекса отложений различного возраста. Им предложены уравнения для вычисления химического состава растворов по составу поглощенного комплекса. По средним составам поглощенного комплекса отложений различных эпох найдены составы морских вод и построены генетические диаграммы для палеозоя и мезозоя. Согласно Спиро, резкие изменения в составе катионов фиксируются на границе палеозоя и мезозоя. Для палеозоя характерно большее содержание кальция и магния и меньшее натрия.

А. И. Азизовым [2] высказана мысль о существовании в прошлом солеродных бассейнов с малым и большим содержанием калия. Там, где имеются крупные скопления калийных солей, солевое питание осуществлялось богатыми калием континентальными водами, выщелачивающими этот элемент из калиеносных пород. Так, в Припятском прогибе, где промышленная калиеносность установлена, древние солеродные бассейны были окружены калиеносными биотитовыми породами и продуктами их разрушения. Изложенное объяснение требует уточнения. Высокая калиеносность пород в области питания солеродного бассейна — условие недостаточное для обогащения его калием. Вследствие биологической активности подвижность калия очень низкая. Требуется еще пустынный аридный климат. Но в этом случае поверхностный сток настолько мал, что не может оказать существенного влияния на химический состав солеродного бассейна. Реки же в пустынях носят транзитный характер, и в их водах калия мало.

Сведения о составе рапы древних солеродных бассейнов территории Украины, садка солей в которых прекратилась на стадии галита, приводятся в статье О. И. Петриченко с соавторами [212]. Эти сведения получены путем исследования первичных жидких включений в седиментационном галите. Результаты следующие:

1. Рапа девонского эвапоритового бассейна относилась исключительно к хлоридному типу и содержала 50—60 г/л Са, 10—15 г/л Mg, 0,5 г/л SO_4 , 0,6—1,2 г/л К. Для девонских эвапоритов Белоруссии также характерен хлоридный тип, но повышенное содержание калия и пониженное кальция. Ведущими аутигенными минералами девонской соли является доломит, реже отмечается ангидрит.

2. Пермский солеродный бассейн имел сульфатные воды. Состав их менялся в таких пределах: 4—22 г/л К, 14—60 г/л Mg, 0,1—1,0 г/л Са, 8—40 г/л SO_4 . Для пермской каменной соли характерной примесью является ангидрит.

3. В неогеновых эвапоритах Закарпатья существовал «сульфатный» тип растворов с содержанием 7—18 г/л К, 20—36 г/л

Mg, 0,4 г/л Ca, 10—40 г/л SO_4 . Из аутигенных минералов в каменной соли неогенового возраста отмечен ангидрит.

Из приведенных данных можно заключить, что рапа девонских эвапоритов имела хлоридный кальциевый состав с высоким содержанием MgCl_2 , а рапа пермских и неогеновых эвапоритов — сульфатный магниевый состав с высоким содержанием калия. Нам кажется, в последних двух случаях состав рапы не может быть характерным для всего солеродного бассейна, а отражает какие-то его локальные особенности.

Надо иметь в виду, что жидкие включения в галите не могут дать исчерпывающей информации о химическом типе солеродного бассейна. Как показало исследование, межсолевые рассолы заметно различаются по степени сульфатности и особенно по катионному составу даже в пределах одного месторождения [237]. В главе 9 говорилось, что в перми под воздействием речного стока шло осульфачивание солеродных бассейнов, с чем связано формирование соляных залежей с глауберитом. В неогене этот процесс увенчался образованием соляных залежей так называемого сульфатного типа. Однако сульфатных магниевых солеродных бассейнов на Земле никогда не существовало.

В заключение отметим, что происходящие в течение палеозоя революционные преобразования в биосфере и увеличение количества кислорода в атмосфере ускорили темпы химической эволюции гидросферы. Они быстрее сказались на химическом составе атмосферных осадков и континентальных вод. С усилением окислительных процессов возросла роль вод сульфатного класса. Биологический фактор формирования (растительность и микроорганизмы) приобретал все возрастающее значение. Увеличились размеры зоны выветривания горных пород. Получили развитие почвообразовательные процессы. Изменилась миграционная способность биологически активных компонентов (калий, кальций и др.). Шло «вымирание» на континенте вод хлоркальциевого типа в связи с зарождением по отношению к нему антагонистических типов вод — гидрокарбонатно-натриевого (тип I) и сульфатно-натриевого (тип II).

Начиная с девона резко увеличилось значение поверхностного стока как фактора химической эволюции океана. Это был переломный момент в его истории. Темпы преобразования химического состава океанических вод значительно возросли по сравнению с предыдущими геологическими периодами. Тем не менее в палеозое океанические воды, по-видимому, характеризовались соотношением $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$, т. е. принадлежали к хлоркальциевому типу.

Гидросфера в мезозое

На рубеже палеозоя и мезозоя проходит граница двух величайших горообразовательных эпох в истории нашей планеты — герцинской и тихоокеанской. По словам А. Б. Ронова [252], этот рубеж ознаменовался грандиозным расширением площади океанов, переходом к господству биогенного осадения над хемогенным, усилением притока ювенильного геосинклинального материала на платформы и как следствие ростом интенсивности кластогенеза и инверсии в распределении многих элементов в осадках.

В течение мезозойского этапа развития земной коры и осадочной оболочки продолжались активные тектонические движения, сопровождающиеся трансгрессиями и регрессиями, изменением рельефа и осадочных процессов. Происходили крупные изменения в континентальной и океанической биосфере. Широкое распространение получили эпиконтинентальные моря, озерные водоемы, заболоченные территории. В фауне господствовали рептилии (царство динозавров), появились млекопитающие и птицы, видное место заняли пелагические фораминиферы и кокколитофориды. В растительных сообществах господствовали покрытосеменные и хвойные. Гидрохимическая среда характеризовалась большим разнообразием кислотных и щелочных условий. Для геохимической эволюции биосферы и осадочных процессов мезозоя наиболее характерным было накопление в океанах пелагических фаций карбонатов кальция в виде мела, известняков, мергелей и др.

А. И. Перельман [211], ссылаясь на данные Беркнера и Маршалла, отмечает, что уже в начале мезозоя в связи с оформлением кислородного геохимического барьера произошло резкое оживление геохимических процессов. В этих условиях формировалась мощная кора глубокого химического выветривания, благоприятствующая развитию линейной эрозии. И. В. Разумихин [247] указывает на высокую степень естественной зарегулированности стока мезозойских прарек и их повышенную водность по сравнению с водностью современных рек.

Начало мезозоя (триасовый период) во многом напоминало конец палеозоя (пермский период) по широкому развитию зон сухого (аридного) климата, свидетельством чего является широкое распространение осадков пустынь и солеродных лагун в составе отложений нижнего и среднего триаса.

Триасовый период продолжался около 45 млн. лет. Для него характерно относительное спокойствие земной коры. В середине периода происходила большая регрессия, сменявшаяся

в конце периода трансгрессией. На суше развились голосеменные растения, появились первые млекопитающие. В этот период постепенно понижалась высота материков, несколько расширилась площадь океанов и морей.

По В. М. Силицыну, в раннем и среднем триасе происходило дальнейшее (после перми) нарастание засушливости, ксеротермичности и континентальности климатов. Поток солнечной радиации, достигавшей Земли, был значительным, но радиационный баланс в это время едва ли достигал максимума, так как много тепла отдавалось оголенной поверхностью опустыненного континента в виде эффективного излучения. Атмосфера триаса еще близко напоминала палеозойскую, отличалась большим отношением $\text{CO}_2 : \text{O}_2$ вследствие слабого развития процессов фотосинтеза, мало осваивавшего углекислый газ и столь же мало продуцировавшего свободный кислород. К тому же углекислый газ в значительном количестве мог поступать в атмосферу с продуктами вулканической деятельности, которая в триасе имела огромное развитие.

Как пишет Ф. Ф. Давитая [96], расчеты показывают, что примерно с верхнего триаса по настоящее время, т. е. за 200 млн. лет, когда установилось динамическое равновесие в газовом составе атмосферы, количество выделяемого за счет фотосинтеза кислорода могло возрасти на Земле почти в два раза. Это могло произойти в результате изменения соотношения площади, занимаемой сушей и морем, и связанной с ним различной продуктивности фотосинтеза. В верхнетриасовую эпоху в пределах между полярными кругами северного и южного полушарий суша составляла 43 %, а море — 49 % всей площади Земли. Такое положение оставалось в течение примерно 15 млн. лет. В верхнемеловую эпоху площадь суши уменьшилась до 18 %, а море заняло более 73 %. Так продолжалось почти 40 млн. лет. В наше время в тех же пределах суша занимает 25 %, а море — 67 %. Количество свободного кислорода фактически несколько не изменилось: больше выделялось — больше поглощалось, и наоборот.

Продолжительность следующего, юрского периода составляла 55—58 млн. лет. По сравнению с триасом в это время усиливаются тектонические движения. Они сопровождаются в пределах платформ регрессиями и трансгрессиями. Наибольшая трансгрессия относится к поздней юре. Влажный климат ранней и особенно средней юры благоприятствовал углеобразованию. В юре был отмечен второй максимум накопления каустобиолитов. Аридный климат поздней юры способствовал накоплению эвапоритов. Значительными были проявления магматизма, особенно в конце юры.

По мнению А. А. Борисова, юрский период в развитии климатов на сегодняшней территории СССР с точки зрения их дифференциации явился шагом назад. В этот период происхо-

дили крупнейшие колебания земной коры, в результате которых большие платформенные части опускались и покрывались морем. Относительную однородность климата в юре почти на всем земном шаре подчеркивал В. Д. Принада исходя из поразительно слабой дифференциации юрской растительности [35]. Сглаживание рельефа сильно повлияло на климат. Радиационные условия характеризовались уменьшением прямой радиации при увеличивающейся облачности, что приводило к понижению температуры. В общем же климат юрского периода характеризовался сравнительным однообразием, понижением температуры и некоторым возрастанием влажности.

Продолжительность мелового периода составила 60—70 млн. лет. В начале периода имела место небольшая трансгрессия, связанная с опусканием суши. Первая половина периода характеризовалась преобладанием восходящего движения. Начавшиеся с альбского века опускания вызывали новую трансгрессию, которая была одной из крупных в истории Земли. В меловой период образовались значительные разломы земной коры, особенно на южных материках. Усиление вулканической деятельности произошло в позднем мелу.

Меловой период характеризовался мощными карбонатными отложениями, образовавшимися из известковых водорослей, обломков раковин моллюсков и глобериин. Условия существования организмов изменились, произошла очередная перестройка биосферы. Процессы горообразования привели к осушению материков. Климат стал более континентальным. В аридных областях материков накапливались гипсоносные и соленосные толщи. Произошла смена растительного покрова и соответственно изменился животный и растительный мир. Эра покрытосеменных растений в первой половине мелового периода ознаменовала начало новой жизни («кайнофита», по Перельману).

Климатообразующие процессы мало отличались от процессов предшествующего периода. В течение всего периода происходили колебания климата, обусловленные главным образом изменением соотношения водной и материковой поверхности. По мнению М. И. Голенкина, быстрое распространение покрытосеменных по всей Земле и такое же быстрое вымирание папоротниковых, беннеттитов, ряда саговников и хвойных может быть объяснено только изменением климата [35]. А оно было связано с изменением состава атмосферы, что выразилось в увеличении суммарной радиации, возрастании сухости воздуха и иной схеме воздушных и морских течений.

Мезозойская эра в целом характеризовалась значительно более высокими значениями средней годовой температуры, нежели современная эпоха. Климатическая зональность определялась наличием влажных и засушливых зон тропического и

умеренного климата. Признаки арктического климата для мезозоя не характерны [128].

В мезозойскую эру под влиянием континентального стока и других факторов химический состав вод Мирового океана продолжал направленнно изменяться. В соотношении главных ионов произошли дальнейшие сдвиги в пользу натрия за счет уменьшения содержания кальция. Можно предположить, что присущее для палеозойских океанических вод соотношение $Cl^- > Na^+ + Mg^{2+}$ преобразовалось в соотношение $Cl^- < Na^+ + Mg^{2+}$, которое постепенно приобретало все более выраженный характер. Соответственно этому тип IIIб (хлоркальциевый) трансформировался в тип IIIа (хлормagneзвый). К последнему принадлежат и современные океаны и моря, хотя по общему макро- и микрокомпонентному составу они существенно отличаются от мезозойских океанических и морских вод.

Соответствующие изменения произошли и в химическом составе вод морей, тесно связанных с океанами. Среди них наибольшее распространение получили моря хлормagneзного типа (тип IIIа). В результате кристаллизации солей в таких солеродных бассейнах формируется так называемый сульфатный тип (терминология М. Г. Валяшко) разреза галогенных толщ. Наряду с указанными морями в мезозое продолжали существовать хлоркальциевые моря, в которых создавались «бессульфатные» соляные залежи хлоридного типа. Такого рода соляные месторождения могли возникать в условиях совмещения районов мезозойского соленакопления с палеозойскими. В этом случае их химический тип правильнее считать унаследованным от более древних солеродных бассейнов (см. главу 9). Обогащение мезозойских морей хлоридами кальция могло осуществляться также путем привноса их гидротермами.

Важное значение для решения вопросов трактуемой нами проблемы имели изменения характера морской седиментации в фанерозое. Согласно Н. М. Страхову, в истории Земли наблюдалась необратимая эволюция доломитообразования. Она заключалась в «вымирании» ряда доломитообразующих фаций и в уменьшении интенсивности доломитообразования. В современных морях доломиты не отлагаются, но для многих палеозойских морских бассейнов они, напротив, чрезвычайно характерны, например для Русской платформы в периоды девона, карбона и перми, Сибирской, Китайской, Североамериканских и других платформ в периоды кембрия и силура. Никакого сколько-нибудь заметного доломитообразования в морях и заливах мезокайнозойской аридной зоны не было. Там продолжалось образование чистых известняков, ассоциирующихся с гипсами.

Н. М. Страхов считает, что причиной изменения состава седиментационных морских отложений во времени было изменение содержания в атмосфере углекислого газа. Как известно,

в палеозое атмосфера была им богата и соответственно щелочной резерв моря был значительно выше, чем в современную эпоху. Отсюда следует, что в палеозое доломитовое вещество в морях было близко к пределу насыщения. Поэтому, как только в условиях аридного климата какой-нибудь участок моря терял свободную связь с основной водной массой и в той или иной степени осолонялся, доломитовое вещество вскоре достигало предела насыщения и осаждалось на дне в виде первичного осадка.

После интенсивного угле- и карбонатакопления верхнего палеозоя содержание углекислого газа в атмосфере сильно упало. Доломитовое вещество в морских водах мезозоя уже не достигало того насыщения, которое имело место в палеозойскую эру. Как пишет Страхов, «из обязательной стадии при осолонении лагуны доломитообразование в мезозое и кайнозое стало стадией необязательной, осуществляемой лишь при определенном питании лагуны солями (внос MgCO_3 или $\text{MgCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$)» [282, с. 20].

Совсем иная ситуация возникла в мезозойских и кайнозойских морях, когда переход магния в твердую фазу почти прекратился, зато кальций в еще больших количествах захватывался при карбонатакоплении. Это приводило к постепенному увеличению концентрации магния в морских водах за счет соответственного уменьшения содержания ионов кальция. В современных морях действительно наблюдается значительное преобладание магния над кальцием. Одна из причин такого явления — смена доломитообразования кальцитообразованием.

Биохимические процессы в морях и океанах также направлены на постепенный перевод кальция из жидкой фазы в твердую. Если в докембрийских организмах, строящих известковые раковины и скелеты, в море было мало или не было совсем, то в кембрий начинается выпадение органического кальция, особенно в мелководных морях. Затем количество известняка биологического происхождения все увеличивается и достигает максимума в меловой период, когда деятельность мелких планктонных организмов — фораминифер, потребляющих кальций, — достигла максимума.

В послепалеозойское время также создались условия для накопления магния в континентальных водах. Оно происходило в результате реакции раздоломичивания, идущей под воздействием гипсовых вод на доломит: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4 \rightarrow 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$. По О. К. Янатьевой [337], эта реакция имеет существенное значение, поскольку парагенезис доломита с гипсом встречается в природе довольно часто. Сульфат кальция, «индифферентный» в системе при повышенном давлении углекислого газа, становится активным агентом раздоломичивания пород при низком его давлении. Стало быть, в палеозое

не было условий для протекания указанной реакции; они создались в более поздние периоды жизни Земли.

Как пишет Л. Н. Капченко [88], сравнение большого материала по минерализации и составу наиболее концентрированных рассолов глубоко залегающих отложений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов показывает, что в палеозое были распространены более концентрированные рассолы, чем в мезозое и кайнозое. Этот интересный вывод показан им графически, однако о причинах выявленной особенности в распространении сверхкрепких рассолов Капченко ничего не сообщает. С нашей точки зрения, причинная обусловленность данного явления состоит в том, что по мере уменьшения возраста рассолов содержание в них CaCl_2 несмотря на местные отклонения в общем падает. Вполне естественно, что минерализация насыщенных по хлористому натрию рассолов будет намного меньше, чем рассолов, насыщенных по хлористому кальцию, вследствие меньшей растворимости NaCl по сравнению с CaCl_2 .

Напомним, что подземные рассолы всех возрастов, как правило, принадлежат к хлоридному классу [237]. Различия прослеживаются в их катионном составе. На рис. 9—11 по данным Капченко представлен катионный состав рассолов максимальной минерализации глубокозалегающих горизонтов. Сравнивая между собой рассолы, залегающие в палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях, нельзя не обратить внимания на различия в катионном составе этих рассолов. Рассолы кальциевой группы встречаются в палеозое чаще, чем в мезозое, а в последнем чаще, чем в кайнозое. Особенно контрастно различия выступают при сопоставлении палеозойских рассолов с кайнозойскими. Конечно, среди палеозойских рассолов имеются натриевые (Припятский бассейн), а среди кайнозойских — кальциевые (бассейны Калифорнии), но подобного рода исключения вполне объяснимы. Они не нарушают общей закономерности изменения состава подземных рассолов в ходе геологического времени.

И. Г. Киссин [148] проследил изменение так называемого коэффициента метаморфизации $r\text{Na}^+ : r\text{Cl}^-$ с возрастом водовмещающих пород в пределах мезозойских отложений Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. Им приводятся следующие весьма показательные значения этого коэффициента: верхний мел 0,90—0,99; альб 0,84—0,94; апт 0,81—0,95; неокон 0,85—0,89; средняя юра 0,75—0,86. Наблюдается явная тенденция убывания коэффициента с углублением в более древние горизонты.

Г. П. Волобуев и А. М. Никаноров [71] занимались палеогидрогеохимией мезозойских отложений Восточного и Центрального Предкавказья. Они предложили методику «количественных палеогидрогеохимических реконструкций», основан-

ную на представлениях о том, что в осадочных толщах по мере их погружения в течение геологического времени постоянно возрастает минерализация и накапливаются хлориды кальция.

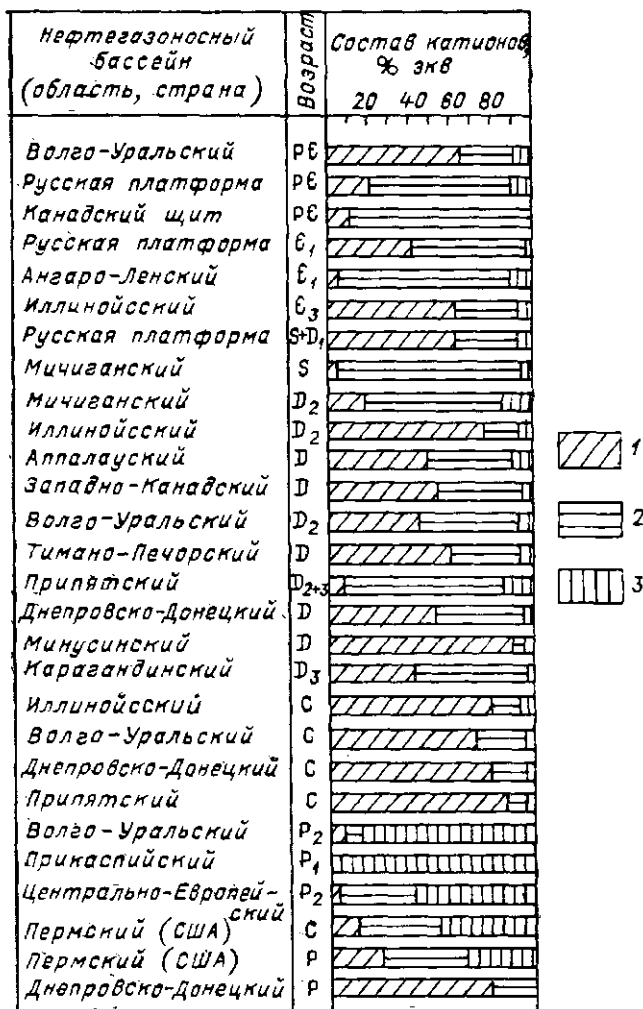


Рис. 9. Максимально минерализованные воды глубоко-залегающих горизонтов палеозойского возраста.

1 — натрий; 2 — кальций; 3 — магний.

Гидрохимическая зональность, по мнению этих исследователей, определяется главным образом глубиной залегания водовмещающих пород и их возрастом; все остальные факторы, в том числе состав пород, условия их седиментации (соленость вод

бассейнов осадконакопления) хотя и нарушают зональность, но отличаются эпизодичностью, имеют характер случайности и,

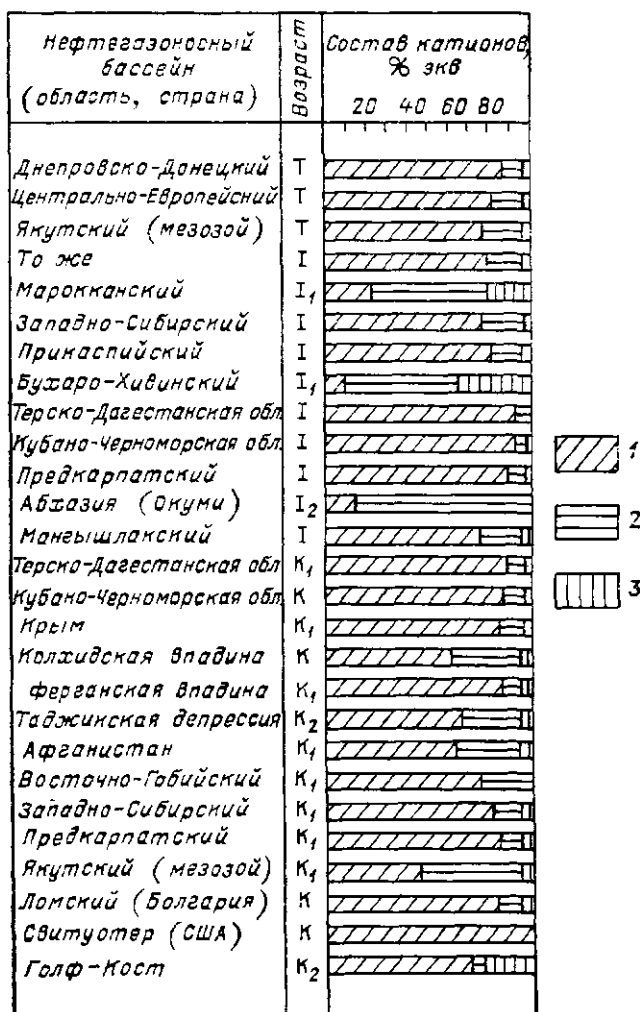


Рис. 10. Максимально минерализованные воды глубоко-залегающих горизонтов мезозойского возраста.

1 — натрий; 2 — кальций; 3 — магний.

следовательно, ими можно пренебречь при восстановлении гидрохимической зональности.

Полагая, что глубина залегания и время обуславливают изменение общей минерализации (или концентрации отдельных компонентов) подземных вод в одном направлении, Волобуев

С позиций седиментационно-диагенетической гипотезы указанная закономерность интерпретируется следующим образом. Чем дольше подземные воды покоятся в недрах, тем они в большей степени метаморфизованы. Поэтому древние рассолы более метаморфизованы, чем молодые. Одним из важных показателей процесса метаморфизации является содержание в водах хлоридов кальция. Но подобное объяснение не имеет реального обоснования. Для завершения процесса метаморфизации погребенной морской воды, происходящей при диагенезе и катагенезе осадков, необходим определенный конечный промежуток времени, продолжительность которого зависит от характера среды. В породах, химически инертных, метаморфизация завершается быстро, в породах же активных — значительно медленнее, но во всех случаях для наступления равновесия вода \rightleftharpoons порода совсем не требуется сотен миллионов лет. Независимость соотношения $r\text{Na}^+ : r\text{Ca}^{2+}$ от состава водовмещающих пород как раз свидетельствует о том, что химический тип рассолов не сформировался в результате метаморфизации, а унаследован от древних гидросфер.

Для получения приближенного представления о возможном химическом составе вод мезозойских морей более или менее надежную информацию могут дать артезианские бассейны, сложенные в нижних частях мезозойскими осадками, к которым приурочены рассолоносные горизонты с застойным режимом. Следует отметить особую трудность в реконструкции химического состава как мезозойских, так и кайнозойских морей. Во-первых, в эти эры не существовало таких показательных бассейнов, как Ангаро-Ленский, и, во-вторых, мезозойские и кайнозойские соленосные районы нередко совпадали с более древними, что сильно отражалось на химическом составе вод морей.

В монографии А. Е. Бабинца [11] приведены данные о химическом составе глубинных вод Днепровского артезианского бассейна. Выделена зона застойных вод, расположенная под региональным водоупором. Она характеризуется распространением рассолов хлоркальциевого типа, минерализация которых в отложениях триаса достигает 111 г/л, в осадках пермской системы 169 г/л, в породах карбона превышает 250 г/л, а в породах девона достигает 308 г/л. Некоторое отклонение от этой закономерности имеет место на участках соляных залежей.

А. Е. Бабинец отмечает следующие показательные различия в химическом составе рассолов в зависимости от их возраста. Отношение $r\text{Na}^+ : r\text{Cl}^-$ по средневзвешенным данным в отложениях триаса составляет 0,86, перми 0,83, карбона 0,76, девона 0,27. Отношение $r\text{Ca}^{2+} : r\text{Mg}^{2+}$ в рассолах триаса, перми, карбона и девона всегда больше единицы, что свидетельствует о преобладании кальция над магнием, причем увеличение этого коэффициента отмечается при переходе к горизонтам более

древних отложений. Кроме того, на общем фоне малого содержания сульфатов в рассолах рассматриваемого бассейна наблюдается некоторое увеличение их в рассолах пермских и триасовых отложений.

Все указанные различия в составе рассолов интерпретируются с позиции теории метаморфизации, причем решающее значение приписывается реакциям катионного обмена. Автор этих строк неоднократно писал о неприемлемости подобной трактовки происхождения рассолов хлоркальциевого типа. Катионным обменом невозможно объяснить ни высокого содержания хлоридов кальция в рассолах, ни закономерного уменьшения значения их «коэффициента метаморфизации» по мере перехода к более древним рассолоносным горизонтам. Катионный обмен совершается быстро, а с углублением в недра наблюдается тенденция к ухудшению условий для обменно-адсорбционных процессов. С уплотнением осадка и постепенным превращением его в горную породу происходят существенные изменения в коллоидно-химических системах. Благодаря самопроизвольному старению коллоидов резко снижается адсорбционная способность пород.

А. Е. Бабинцев пишет, что осадочная толща преимущественно глинистых отложений нижних частей разреза накопилась в морских условиях и на протяжении длительного периода времени находилась под уровнем морей минувших геологических периодов. «Мы приходим к выводу, что основная масса подземных водоносных горизонтов зоны затрудненного водообмена в Днепровском артезианском бассейне образовалась в результате миграции поровых вод из глинистых пород в процессе их литификации» [11, с. 284]. Из приведенной цитаты следует, что характеризующие рассолы генетически связаны с мезозойскими засоляющимися морскими бассейнами. Высокую минерализацию они приобрели на поверхности Земли под влиянием испарительного концентрирования. В некоторых лагунах концентрация солей достигла стадии насыщения, о чем говорят залежи солей. По составу рассолов можно предположить, что в триасовое время на территории современного Приднепровья существовали моря хлоркальциевого типа, но они отличались от палеозойских большей сульфатностью и меньшим содержанием хлоридов кальция.

Приведенные ниже сведения о составе рассолов в мезозойских отложениях заимствованы из книги И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина [116]. В пределах Эмбенского нефтеносного района в широком диапазоне глубин (200—2700 м) в мезозойских отложениях встречаются хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 30—220 г/л. Содержание хлоридов кальция в них 3—13 % экв. В мезозойских отложениях междуречья Волги и Урала на глубине от 600 до 3000 м вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 100—340 г/л, содержание

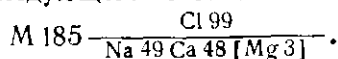
CaCl_2 2—13 % экв. В породах пермотриаса также вскрыты хлоридные кальциево-натриевые рассолы (200—260 г/л). На долю CaCl_2 в этих рассолах приходится 23—36 % экв.

В мезозойских отложениях Причерноморского артезианского бассейна на глубине 600—1200 м вскрыты хлоридные натриевые соленые воды и рассолы (20—52 г/л), в них содержится 7—12 % экв CaCl_2 . В некоторых районах Приазовского бассейна в триасовых и меловых отложениях на глубине 2800—3000 м встречены соленые воды (31 г/л) и рассолы (53 г/л) хлоридного натриевого состава с содержанием CaCl_2 6—8 % экв. В одном из пунктов на глубине 2670 м вскрыты рассолы (43 г/л) хлоридного натриево-магниево-кальциевого состава (42 % экв. CaCl_2).

В юрских отложениях Терско-Кумского бассейна в центре Затеречной равнины на глубине 3500 м залегают хлоридные натриевые рассолы (70—109 г/л) с содержанием CaCl_2 18—20 % экв. В палеозойском фундаменте (глубина 3450 м) присутствуют хлоридные кальциево-натриевые рассолы (28 % экв CaCl_2). На западе Затеречной равнины на глубине 2400—3700 м состав рассолов в меловых, юрских отложениях и палеозойском фундаменте примерно одинаков. Это хлоридные натриевые рассолы (30—95 г/л) с содержанием CaCl_2 3—4 % экв.

В пределах вала Карпинского мезозойские рассолы залегают на глубине 800—2000 м, являются хлоридными натриевыми, содержание CaCl_2 в них 1—17 % экв. Такой же примерно состав рассолов в пермотриасовых отложениях. В Дагестанском и Кубанском артезианских бассейнах в меловых и юрских отложениях на одном участке на глубине 80—900 м, а на другом 2600—3200 м залегают хлоридные натриевые рассолы (60—83 г/л) с содержанием CaCl_2 6—10 % экв.

Довольно полно представлен гидрохимический разрез Каракумского артезианского бассейна [189]. В меловых и юрских отложениях западного борта этого бассейна на глубине 1350—2425 м залегают хлоридные натриевые рассолы с высоким содержанием CaCl_2 — от 17 до 24 % экв. Некоторые из них являются хлоридными кальциево-натриевыми. Минерализация рассолов 76—170 г/л. В меловых и юрских отложениях Керкн-Дага рассолы обнаружены на глубине от 580 до 2800 м. Минерализация их порядка 100—300 г/л. Они хлоридные натриевые с содержанием CaCl_2 2—23 % экв. В самом низу разреза юрских отложений покоятся типичные хлоридные натриево-кальциевые рассолы (120—140 г/л) с содержанием CaCl_2 33—40 % экв. Аналогичен состав подземных рассолов в мезозойских отложениях центральной части Каракумского бассейна. Здесь же в отложениях палеозоя на глубине 1807—1861 м вскрыты рассолы следующего состава:



Это типичные рассолы палеозойского возраста. Надо полагать, что рассолы, залегающие в нижних горизонтах юры, тоже имеют палеозойский возраст. И вообще высокое содержание хлоридов кальция в описываемых рассолах связано с примешиванием залегающих ниже рассолов палеозойского возраста.

В пределах соляных куполов Нордвигского района в юрских и триасовых породах на глубине 50—300 м залегают почти чистые хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 286—370 г/л. Это по всем признакам рассолы выщелачивания. В меловых и юрских отложениях Якутского бассейна на глубине 2000—2200 м вскрыты соленые воды (20—30 г/л) и рассолы (82—91 г/л) хлоридного натриевого состава. Содержание в них CaCl_2 от 4 до 17 % экв. В триасовых и меловых породах Чоп-Мукачевской впадины Закарпатского прогиба на глубине 2100—2300 м залегают хлоридные натриевые рассолы (около 170 г/л). Содержание в них CaCl_2 12—14 % экв.

Рассмотрим состав рассолов триасово-нижнеюрского комплекса Вилуйской синеклизы по данным А. И. Косолапова [159]. Эти рассолы повсеместно содержат углеводороды. Стратиграфическая принадлежность рассолов и газов к триасу и юре подтверждается их возрастной характеристикой по гелий-аргоновому методу. Рассолы вскрыты скважинами на глубине от 1000 до 2500 м в терригенных образованиях — песчаниках, алевролитах, аргиллитах. Состав рассолов можно изобразить в виде двух обобщающих формул:

$$M 81 - 89 \frac{Cl 99 - 100 SO_4 0,1 - 1 HCO_3 0,1 - 1}{Na 77 - 88 Ca 2 - 17 Mg 1 - 29} ;$$

$$M 42 - 71 \frac{Cl 100}{Na 50 - 78 Ca 17 - 48 Mg 1 - 5} .$$

Хлорбромные коэффициенты рассолов изменяются в пределах 250—280.

По всем признакам здесь имеем дело с двумя генетическими модификациями рассолов, различающимися как по минерализации, так и по химическому составу. Более высокоминерализованные рассолы являются хлоридными натриевыми слабо- или умеренно выраженного хлоркальциевого типа. Следует предположить, что это захороненные седиментационные рассолы, генетически связанные с мезозойским морским бассейном, воды которого относились к хлоркальциевому типу.

Менее минерализованные рассолы являются либо хлоридными кальциево-натриевыми, либо хлоридными натриевыми хорошо выраженного хлоркальциевого типа. А. И. Косолапов объясняет их происхождение разбавлением минерализованными водами из верхних горизонтов. Скважины, вскрывшие эти рассолы, приурочены к линии надвига. Поскольку никаких признаков примешивания верхних вод в химическом составе

рассматриваемых рассолов мы не обнаруживаем, правильное связывать их появление с подтоком снизу из палеозойских водоносных горизонтов. В пользу такого объяснения говорит высокое содержание в рассолах хлоридов кальция.

Верхнеамударьинский бассейн представляет собою прогиб, выполненный отложениями юры, мела, палеогена, неогена и четвертичными. Скважинами глубиной 600—2000 м в меловых отложениях были вскрыты соленые воды и рассолы хлоркальциевого типа [84]. Приведем гидрохимические данные по некоторым структурам названного бассейна. В структуре Ангот на глубине 600—1500 м в песчаниках вскрыты почти чистые хлоридные натриевые (85—92 % экв NaCl) воды с минерализацией 12—31 г/л. Они относятся к очень слабо выраженному хлоркальциевому типу. В структуре Баян-Гур на глубине 700—1400 м встречены в песчаниках (реже в известняках) хлоридные натриевые рассолы хорошо выраженного хлоркальциевого типа с минерализацией 34—120 г/л. В структуре Ходжа-Гугертаг на глубине 800—1300 м скважинами вскрыты хлоридные натриевые рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией 100—130 г/л. Водовмещающими породами являются песчаники, реже известняки.

В структуре Яланчаг на глубине 1970—2090 м скважинами вскрыты крепкие хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 320—390 г/л. Рассолы залегают в песчаниках. В структуре Етым-Тагна на глубине 500—1130 м обнаружены хлоридные натриевые рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией 110—130 г/л. Содержание CaCl_2 достигает 18 % экв. Рассолы залегают в песчаниках, реже в известняках.

Видим, что по высокому содержанию CaCl_2 (>25 % экв) выделяются рассолы структуры Яланчаг. По сравнению с рассматриваемыми рассолами других структур эти рассолы приурочены к наиболее глубоко залегающим горизонтам. Каково же происхождение характеризуемых хлоридных вод и рассолов? Объяснить их принадлежность к хлоркальциевому типу с позиции теории метаморфизации довольно трудно. Рассолы залегают в инертных в химическом отношении песчаниках либо в известняках, не подвергшихся доломитизации. Больше оснований полагать, что такой химический состав рассолов и соленых вод был унаследован от древних морей.

Приведем некоторые палеогеографические сведения. Образование артезианских бассейнов Центральной Азии происходило в течение длительного геологического времени [265]. Наиболее ранние прогибы, выполненные отложениями триаса и более поздними осадками мезозоя и кайнозоя, заложились в самом конце палеозоя или начале мезозоя. Внутренние области артезианских бассейнов представляют собой участки длительного прогибания, происходившего на фоне общего сводового поднятия земной коры. Осадконакопление в них совершалось при

непрерывных колебательных движениях, сопровождавшихся образованием разломов, активной вулканической деятельностью, а в отдельные эпохи и внедрением интрузивных тел.

Итак, исходя из состава погребенных рассолов и вод можно высказать предположение о существовании в мезозое морских бассейнов хлоркальциевого типа. Однако в данном случае вполне правомерно и альтернативное объяснение. Отличительной особенностью осадков, заполняющих рассматриваемый артезианский бассейн, является преобладающее развитие в них красноцветных континентальных отложений. В подобных отложениях поглощенный комплекс чаще бывает кальциевым. И поэтому обогащение рассолов этим ионом происходило в подземных условиях по реакции катионного обмена, а сами моря принадлежали к хлормagneиевому типу. Однако данное объяснение неприменимо к рассолам с высоким содержанием хлоридов кальция. Так, рассолы структуры Яланчай, по-видимому, имеют палеозойский возраст, они внедрились из палеозойского фундамента по разломам в породы мезозоя.

Рассмотрим теперь рассолы Гаурдакского месторождения калийных солей в Средней Азии [276]. Скважинами на глубине от 1300 до 3300 м рассолы были обнаружены на обширной площади распространения соляно-ангидритовой толщи. Рассолы с минерализацией 350 г/л преимущественно хлоридные кальциево-натриевые. С увеличением минерализации до 400 г/л и выше состав рассолов становится преимущественно хлоридным кальциевым и только в отдельных случаях хлоридным магниевым. Довольно широк стратиграфический диапазон распространения рассолов — они встречены среди каменных и калийных солей верхней юры, песчаников, аргиллитов и карбонатных пород титон-неокома. Вмещающие породы не являются определяющими показателями состава и минерализации рассолов. Исключение в этом отношении представляют лишь обогащенные калием рассолы, приуроченные к калийной зоне верхнеюрского соляного разреза в Гаурдаке.

По мнению Л. Г. Соколовского и В. И. Седлецкого [276], образование рассолов Гаурдака носит сложный характер. Их нельзя рассматривать как продукт концентрирования морских вод в условиях солеродного бассейна. Эти рассолы, по-видимому, испытывали влияние флюидов, поступающих из более глубоких горизонтов по крупной Узункудукской зоне разломов, в пределах которой они были обнаружены. Рассматриваемые рассолы обогащены такими компонентами, как рубидий, стронций, железо и др.

Гидрогеологические условия Западно-Сибирского артезианского бассейна описаны в монографиях и статьях. Обратимся к самой последней монографии, написанной А. А. Розиным [249]. К сожалению, в ней полностью отсутствуют результаты химического анализа подземных вод бассейна, что сильно

снижает ценность работы. Таким же недостатком страдает книга Л. Г. Учителевой [306] по минеральным водам рассматриваемого бассейна. В ней не приведено ни одного результата анализа минеральных вод (!!!). Поскольку такие сочинения по региональной гидрогеологии стали выпускаться все чаще, необходимо обратить внимание на этот серьезный недостаток.

Основное содержание монографии Розина состоит в пространной апологетике магматогенного происхождения подземных рассолов. Много внимания уделено критике седиментационной гипотезы. Так, например, приводится такое критическое замечание: А. Н. Бунеев и Е. В. Посохов считают, «что обогащение подземных рассолов кальцием унаследовано от поверхностных вод. Морские воды древних бассейнов, по мнению этих геологов, имели хлоридно-кальциевый состав. Геохимические данные, в частности развитие рассолов хлормagneзиевого состава в отложениях различного возраста, исключает такую возможность» [249, с. 20].

По-видимому, цитируемый автор не знаком с работами Бунеева и Посохова; во взглядах этих авторов ничего общего нет. Так, Бунеев происхождение рассолов хлоркальциевого типа связывал не с древними морями, а с трансгрессиями: в результате трансгрессий морские воды обогащались кальцием вследствие взаимодействия их со смываемым с суши глинистым материалом, содержащим в поглощенном комплексе кальций. Тем же Бунеев объяснял и происхождение современных хлоркальциевых озер. Критические замечания по данной концепции были изложены в наших работах [227, 230]. Пишущий эти строки считает хлоркальциевый тип кембрийских рассолов унаследованным от палеозойских хлоркальциевых морей. Состав океанов и морей в ходе геологической истории эволюционировал, могли возникать в соответствующих условиях моря, обогащенные хлоридами магния, в результате концентрирования вод которых образуются рассолы хлормagneзиевого типа. Примерно такого типа рапу можно обнаружить и в современных самосадочных озерах [225]. Таким образом, так называемые геохимические данные никак не противоречат нашим представлениям.

А. А. Розин разделяет мнение тех исследователей, которые связывают аномально-высокие пластовые давления не с процессами отжимания воды из глин, а с внедрением флюидов снизу под напором. Из фундамента в юрские отложения поступают наиболее высокоминерализованные в Западно-Сибирском бассейне водные растворы (до 50—80 г/л). Вместе с ними из фундамента в больших количествах мигрирует углекислый газ. Во многих районах наблюдается приуроченность рассолов и скоплений газов к неотектонически активным и тектонически нарушенным участкам. Как утверждает Розин, состав поступающего снизу флюида меняется не только в пространстве, но

и во времени. Этим он объясняет типы вертикальной гидрохимической зональности. Когда в «последнюю фазу» внедряются растворы более высокой минерализации, то образуется прямая зональность. Если же из фундамента внедряются растворы меньшей минерализации, то формируется обратный тип зональности. Как удалось понять из пространственных рассуждений Розина, в первом случае внедряются рассолы хлоркальциевого типа, а во втором — слабосоленоватые гидрокарбонатные натриевые воды, названные Розиним щелочными. Такой термин обозначения содовых вод является неточным, так как щелочными могут быть гидрокарбонатные магниевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды и воды другого состава. Гидрокарбонатные натриевые воды обладают локализованным распространением; они часто внедряются в зону вод хлоркальциевого типа.

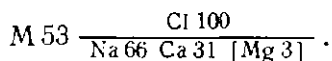
На вопрос, где и когда образуются растворы указанного состава, почему их состав меняется во времени и т. п. Розин не дает ответа. По его утверждению, поступление водных растворов из фундамента в осадочный чехол и разгрузка их на поверхности Земли имеет распыленный, визуально неприметный характер. Основной базис разгрузки — горизонт грунтовых вод. В конечном счете Розин приходит к такому кардинальному выводу: «Основные принципиальные черты формирования подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна, по видимому, универсальны для всех артезианских бассейнов, хотя каждый из них обладает еще индивидуальными особенностями» [249, с. 92].

Миграция магматических растворов в соответствующих условиях, несомненно, может создать местные скопления в нижних горизонтах артезианских бассейнов. Этого положения не отрицают сторонники седиментационной теории.

Работа Розина — это необъективный анализ гидрогеологических условий Западно-Сибирского бассейна. Она написана с заранее поставленной целью доказать магматогенное происхождение подземных вод. Мы присоединяемся к точке зрения о морском седиментационном генезисе рассолов названного бассейна. Сохранению этих вод способствовала постоянная тенденция бассейнов к погружению, сопровождавшаяся формированием во внутренних частях его мощных толщ песчано-глинистых образований.

Характерной особенностью Западно-Сибирской артезианской области является почти полное отсутствие в ее пределах концентрированных рассолов. Пока установлено наличие слабых рассолов (40—70 г/л), распространенных в восточной части области на глубине 2100—2700 м. Они обычно приурочены к основанию осадочного чехла — юрским отложениям глубоких впадин [116]. Соленые воды и рассолы мезозойских отложений являются хлоридными натриевыми и принадлежат к слабо-

выраженному типу IIIб (хлоркальциевому), как это явствует из сводной таблицы, помещенной в монографии [116]. В самом палеозойском фундаменте (глубина залегания около 3000 м) покоятся типичные хлоридные кальциево-натриевые рассолы типа



Аналогичен состав рассолов юрских отложений, залегающих непосредственно на фундаменте. Возраст этих рассолов, скорее всего, палеозойский.

Минерализация хлоридных натриевых вод в мезозойских отложениях Западно-Сибирского артезианской области намного ниже минерализации нормальной морской воды. Судя по присутствию гидрокарбонатов, эти воды подверглись значительному разбавлению. Однако повсеместная принадлежность характеризуемых вод к хлоркальциевому типу дает основание думать, что существовавший в пределах Западной Сибири морской бассейн тоже принадлежал к этому же химическому типу, т. е. его воды характеризовались соотношением $rCl^- > rNa^+ + rMg^{2+}$.

Изложенный в данной главе фактический материал показывает, что, за некоторыми исключениями, рассолы мезозойского возраста отличаются от палеозойских по химическому составу, причем характерным отличительным признаком является более низкое содержание в них хлоридов кальция. Причина отклонений от общей закономерности изменения состава рассолов во времени заключается в том, что на отдельных участках в мезозойские отложения проникают рассолы более древнего возраста. Таким образом формируются гидрохимические аномалии.

Почти повсеместная принадлежность рассолов мезозойского возраста к более или менее четко выраженному хлоркальциевому типу можно интерпретировать либо процессами метаморфизации в подземных анаэробных условиях, либо иным по сравнению с современным составом мезозойских морей, относящихся к хлоркальциевому типу. Какой же из этих факторов имеет ведущее значение?

В восстановительной обстановке, свойственной глубинным зонам осадочной оболочки, подземные воды обычно подвергаются десульфатизации. В результате происходит сдвиг в соотношениях не только между анионами, но и между катионами. И если поглощенный комплекс водовмещающих пород богат кальцием, то может сформироваться слабовыраженный хлоркальциевый тип. По-видимому, хлоркальциевый тип способен возникнуть и при доломитизации известняков [157].

Однако процессами метаморфизации представляется возможным объяснить генезис рассолов хлоркальциевого типа только в породах, химически активных (известняки, глины

и пр.), обладающих локальным развитием. Но так как хлор-кальциевые рассолы распространены в мезозойских толщах регионально, следует отдать предпочтение второму фактору, т. е. объяснять их генезис существования в мезозое морей хлор-кальциевого типа. Наряду с последними в мезозойскую эру, особенно в ее более поздние периоды, получили широкое распространение моря хлормагниевого типа (см. главу 9). Воды морей при погребении в земные недра в зависимости от геохимической обстановки либо преобразовывались в воды других химических типов, либо сохраняли свой первоначальный тип.

Глава 16

Гидросфера в кайнозое

В кайнозойскую эру происходили исключительно интенсивные тектонические движения и оледенения, перераспределение в ряде областей суши и моря, формирование специфических радиационных и циркуляционных факторов, с которыми связаны современные природные условия. Мощный тектогенез альпийского цикла, создав высокие горы, резко изменил рельеф нашей планеты, климаты и общие физико-географические условия. Это вызвало катастрофическое вымирание гигантов-пресмыкающихся и внезапный бурный расцвет млекопитающих. Климатические пояса в начале кайнозоя были еще слабо выражены и резко разграничились лишь в его конце.

В эту эру формировались высочайшие горы Земли — Гималаи, Памир, Альпы, Анды. Исчезли или уменьшились в размерах огромные внутриконтинентальные водоемы — океан Тетис окончательно распался на ряд морей — Средиземное, Черное, Каспийское и др. Усилилась континентальность климата, происходила быстрая смена растительного покрова.

Появление и развитие цветковых растений — один из крупнейших шагов в истории жизни на Земле: они увеличили общую продукцию пищи, создали новые, лучшие условия (разнообразную пищу) для многих животных. Приспосабливаясь к изменяющимся и усложняющимся условиям среды, цветковые растения создали новый разнообразный растительный покров Земли из деревьев, кустарников, травянистых однолетних и многолетних растений.

Многие палеографы считают, что в кайнозое сформировались почвы современного облика — черноземы степей, подзолистые почвы широколиственных лесов и др.

Первый период кайнозойской эры — палеогеновый — продолжался 35—40 млн. лет. В этот период шло формирование

складчатой структуры альпид. Горообразование сопровождалось колебательными движениями прилегающих частей платформ, которые вследствие этого испытывали неоднократные морские трансгрессии и регрессии.

Согласно В. М. Силицыну, климат палеогена на территории Евразии по-прежнему оставался слабодифференцированным, особенно в отношении термического режима. Природная зональность палеогена мало отличалась от позднемезозойской. Рельеф Евразии был сравнительно плоским, и влияние его на циркуляцию атмосферы было минимальным. Ни одна из горных систем материка не достигала высоты 3000 м, до которой по вертикали распространяются муссоны и антициклональные потоки. Поэтому больших контрастов в распределении атмосферных осадков в палеогене все еще не существовало.

Со второй половины олигоцена наступило похолодание, по мере развития которого неуклонно усиливались черты континентальности климата Евразии. С течением времени становилась все более ярко выраженной сезонность климата, уменьшалась относительная влажность воздуха, сокращалось общее количество осадков и все более пестрым становилось их распределение. В аридной области усиление континентальности климата нашло выражение в возрастающем опустынивании ландшафтов.

Н. В. Разумихин [247] отмечает, что олигоцен знаменовал собой важнейший рубеж как в палеоклиматическом, так и в литогенетическом плане. Новейшие тектонические движения, регрессия морей и начавшееся похолодание климата резко изменили ландшафтную и фациальную обстановку. Одновременно возросла дифференциация климатических поясов, наложившая отпечаток на гидрологический режим неогена. Реки конца неогена (плиоцен) уже несли в себе многие черты сходства с современными, отличаясь от последних лишь большей полноводностью и меньшей степенью выраженности основных фаз водного режима. К концу плиоцена относится заложение крупных речных систем Русской равнины, Сибири и Дальнего Востока.

К неогену в континентальных районах Сибири температура в зимний период становится настолько низкой, что уже исключает произрастание вечнозеленой и теплолюбивой растительности. Развитие в палеогене хвойной тайги, очевидно, отражает появление в арктическом бассейне льдов, которые становятся важнейшим климатическим фактором.

Второй период кайнозойской эры — неоген — продолжался около 25 млн. лет. В этот период закончилось формирование альпийской складчатой системы и постепенно выработалась орография, близкая к современной. Завершилось образование высочайших горных хребтов Альп, Карпат, Балкан, Атласа, Малой Азии, Крыма, Кавказа, Гималаев и других горных си-

стем. Одновременно мощные складчатые образования создавались по периферии Тихого океана. Интенсивное горообразование сопровождалось сильной вулканической деятельностью.

Как и герцинскую эпоху, образование горных хребтов привело к «иссушению» климата, к широкому развитию обширных пространств, занятых саванной, степями, сухими степями, полупустынями и пустынями. Понижилась средняя годовая температура на Земле, приведшая в горных районах к оледенению.

Произошли существенные изменения в развитии наземной фауны и флоры. Появились семейства и многие роды ныне существующих млекопитающих. В морях неогена продолжают существовать те же группы, что и в палеогене (кроме пуммулитов). Растительность неогенового периода имела почти современный состав с сохранением некоторых представителей растительности палеогена. В конце неогена появилась растительность тайги и тундры; север континентов покрывался хвойными лесами.

Процесс развития трав из древесных растений представляется следующим: деревья — кустарники — полукустарники — многолетние травы — однолетние травы, причем бурная эволюция трав началась лишь во вторую половину палеогенового периода. Травы являются наиболее приспособленными представителями растительности. Высокие темпы эволюции трав обусловило то, что они очень быстро после своего возникновения расселились на громадных открытых пространствах Земли. Развитие растительного мира определило эволюцию животных [54].

Океанические бассейны в неогеновый период располагались на месте современных Атлантического и Индийского океанов. Большая часть территории Евразии была занята сушей. На юго-западе существовала система внутренних морей, соединявшихся с океаном узкими проливами [29]. В заливах, а также в изолированных и полуизолированных участках этих внутренних морей накапливались соленосные толщи. Состав их зависел от поступления в соленосные зоны морских вод нормальной солености, а также континентальных вод суши. Разнообразие палеогеографических и палеотектонических условий привело к образованию различных типов соленосных толщ. Неогеновый период по сравнению с предыдущими этапами геологической истории Земли отличался более широким разнообразием типов формировавшихся соленосных толщ. Для него характерно широкое распространение сульфатно-натриевых солей, связанное с континентальным солеотложением. Кроме того, неогеновый период является вторым (после пермского) периодом значительного накопления калийно-сульфатных солей [30].

В четвертичный период происходили оледенения, чередующиеся с межледниковыми периодами. За короткий в гео-

логическом смысле промежутки времени (1 млн. лет) оледенений было больше, чем в другие геологические периоды. Суша в четвертичный период испытывала поднятие, относительно слабое в равнинных областях и сильное в горных, вследствие чего ее рельеф принял расчлененный характер, свойственный суше в современную эпоху.

Наибольшие амплитуды новейших тектонических движений характерны для горных областей и межгорных впадин. Так, по данным Ф. Н. Юдахина [336], для Чуйской и Иссыккульской впадин они соответственно равны 9000—10000 и 12000—13000 м. Области новейшего орогенеза образовали обширную зону, характеризовавшуюся проявлением горизонтальных и вертикальных тектонических сильно дифференцированных движений больших градиентов с преобладанием поднятий. Процессы дифференцированного воздымания, дробления пород, денудации, вырабатывающей новые базисы разгрузки подземных вод, активизировали подземный сток, способствовали быстрому уменьшению минерализации подземных вод [105].

Равномерный теплый и лишенный ярких контрастов климат в палеогене сменяется постепенно климатом более холодным и четко дифференцированным на климатические пояса. Возникновение четвертичных оледенений совпадает по времени с эпохой затухания альпийской складчатости.

По Силицыну, четвертичный период отличался большой скоростью и контрастностью всех природных процессов.

В общем же четвертичный период характеризовался следующими особенностями: 1) устойчивой планетарной зональностью; 2) резкими колебаниями климата (в связи с периодическими оледенениями); 3) усилением дифференциации климатов.

Л. М. Алпатьев [7] пишет о прогрессирующем наращивании водности Мирового океана, которое в тех же масштабах времени может быть объяснено изменившейся емкостью его ванны в результате новейших тектонических движений, стаиванием ледниковых покровов, начавшейся разгрузкой подземных вод и изменением соотношений элементов водного баланса в глобальном масштабе. В пользу такого предположения свидетельствуют данные Г. П. Калинина и С. К. Клинге о динамике водного баланса Земли [7].

Только что описанные коренные преобразования в устройстве поверхности суши, характере растительного и почвенного покрова прежде всего сказались на химическом составе континентальных вод. Они обусловили дальнейший рост разнообразия их ионного состава и появление новых химических типов. Горнообразование усиливает поверхностный сток, способствует более интенсивному водообмену и, следовательно, усиливает миграцию химических элементов, растворенных в воде. Растительность и почвы обогащают поверхностные и грунтовые

воды ионами и органическим веществом. Степень обогащения определяется видом растений и типом почвы.

На земной поверхности сформировалась четко выраженная географическая зональность в распределении растительности, почв и даже фауны. Это повлекло за собой образование гидрохимической зональности, свойственной грунтовым водам. В современных условиях любая часть земной поверхности характеризуется закономерной группировкой рельефа, климата, вод, почвенного и растительного покровов и т. д. Более обильным и разнообразным стало аэрозольное питание, что обусловило широкое разнообразие химического состава гидрометеоров к концу кайнозойского периода.

Радикальные преобразования химического состава вод суши должны были существенным образом сказаться на химическом составе вод Мирового океана. Усилился солсобомен между континентами, атмосферой и океаном, и, следовательно, ускорились темпы трансформации его вод. Произведенные О. А. Алексиним и другими авторами расчеты (см. главу 8) показывают, что в настоящее время материковый сток вносит в океан огромный минеральный багаж, способный за геологически короткое время изменить солевой состав океана.

Изменение ионного состава океана направлено к обогащению его вод сульфатами и натрием. Неравенство $Cl^- < Na^+ + Mg^{2+}$ становится все более выраженным. Преобладание суммы ионов натрия и магния над количеством ионов хлора неуклонно увеличивается.

Просматривая региональную гидрогеологическую литературу по СССР, в редких случаях удается найти описания подземных рассолов кайнозойского возраста. Обычно отложения кайнозоя содержат водоносные горизонты с пресной или солоноватой водой. И причина здесь не только в уменьшении размеров соленакопления по сравнению с предыдущими эрами. Главная причина состоит в том, что в кайнозое стали менее благоприятными условия для сохранения погребенных рассолов. Вследствие усиления рельефообразования сформировались высочайшие горные хребты с огромными амплитудами рельефа. Это повлекло за собой возникновение водонапорных систем с гигантскими напорными градиентами, что вызвало усиление скорости миграции солей. Все более и более глубокие рассолоносные горизонты вовлекались в круговорот, что привело к вытеснению рассолов и замене их сначала солеными, а затем и пресными водами. Естественно, что этот процесс сильнее всего сказался на кайнозойских рассолах, так как они обычно залегают ближе к дневной поверхности, но в некоторых бассейнах рассолонению подверглись и мезозойские и даже палеозойские рассолоносные горизонты.

Б. И. Куделин [166] изучал палеогидрогеологические условия накопления пресных вод сеноман-альбского горизонта

Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, первоначально заполненного морской водой. Он считает, что условия для общего (сквозного) движения подземных вод этого водоносного горизонта из области питания в область разгрузки создались в конце миоцена — начале плиоцена. С этого же времени началось вытеснение, разбавление и замещение атмосферными водами морских вод, захороненных в центральных частях артезианского бассейна, и формирование пресных водозных вод на всей площади распространения саноан-альбского горизонта. По его расчетам, к настоящему времени произошло 500—750 циклов водообмена. Вычисления носят ориентировочный характер, поскольку объем подземного стока с конца миоцена до наших дней был принят стабильным. Этими циклами, очевидно, еще не затронуты наиболее глубокие горизонты, но полностью промыты неогеновые и палеогеновые меловые и юрские отложения.

Бассейны Терско-Кумский и Южно-Мангышлакский находятся еще в состоянии первого цикла водообмена, когда вытеснение погребенных морских вод продолжается. Для Сурхандарьинского бассейна начало движения вод в пластах Л. С. Балашов [14] приурочивает к границе неогена и четвертичного периода.

Приведем несколько примеров описания подземных рассолов, залегающих в кайнозойских отложениях.

В объемистой монографии Г. С. Сухарева и М. В. Мирошникова [289] приведен довольно богатый гидрохимический материал. К сожалению, результаты анализа вод представлены в необычной форме (в мг-экв на 100 см³), что затрудняет пользование подобным материалом. Согласно упомянутым авторам, воды, заключенные в мезо-кайнозойских отложениях нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа, являются седиментационными морскими. Условия для сохранения их в недрах оставались постоянными на протяжении геологической истории от момента возникновения их до современной эпохи. В течение длительного геологического периода области разгрузки для седиментационных вод не существовало. Только в предапшеронское время создались благоприятные гидрогеологические условия для разгрузки погребенных вод, заключенных в мезозойских и палеогеновых отложениях. Однако влияние этой разгрузки распространилось в общем сравнительно недалеко, и надо полагать, что основные черты, унаследованные от солевого состава вод мезозойских и кайнозойских морей, сохранились.

Чаще всего прослеживается смена гидрохимических зон в вертикальном разрезе. В верхней зоне интенсивного водообмена обычно залегают пресные воды гидрокарбонатного и сульфатного классов. Ниже этой зоны расположены зоны вод повышенной минерализации гидрокарбонатнонатриевого

типа с замедленными скоростями движения. Ниже в мезозойских отложениях на огромной площади Кавказа покоятся рассолы хлоркальциевого типа. Минерализация их значительно изменяется под воздействием проникающих сверху инфильтрационных вод.

Как видно из таблиц, помещенных в книге Сухарева и Мирошникова, значения «коэффициента метаморфизации» $r_{Na^+ \cdot rCl^-}$ рассолов хлоркальциевого типа несмотря на некоторые местные отклонения в общем увеличиваются от 0,8—0,9, что свойственно водам юрских, меловых, палеогеновых отложений, до 0,9—0,98, что присуще водам сарматских плиоценовых и четвертичных отложений. Таким образом, здесь также прослеживается явная тенденция направленного изменения состава вод по мере перехода от древних к молодым отложениям. Основная причина этих изменений заключается не в процессах метаморфизации, а в унаследованности особенностей химического состава вод древних морей.

Изучение поровых растворов в глинистых отложениях Стебняковского месторождения калийных солей показало, что они принадлежат к четырем химическим типам:

- 1) растворы «сульфатно-магниевого» состава, встречаются обычно в глинистых прослоях внутри пластов калийных солей;
- 2) растворы «хлоркальциевого» состава; встречаются главным образом вдали от линз калийных солей на участках развития глины, сравнительно обедненной галитом;
- 3) растворы «хлоркальциевого» состава, аномально обогащенные магнием; встречаются на отдельных участках месторождения, преимущественно между пластами калийных солей;
- 4) растворы «сульфатнонатриевого» состава, обедненные бромом и обычно обогащенные натрием и калием; встречаются на участках месторождения, тяготеющих к тектоническим разломам и гипсово-глинистой шпале.

М. Г. Валяшко и его соавторы [321], из статьи которых взяты эти сведения, полагают, что богатые бромом растворы первых трех групп представляют собой захороненную с осадком маточную рапу неогенового солесодного бассейна. Растворы первой группы в постседиментационный период мало изменили свой первоначальный состав. Растворы второй группы являются маточной рапой, метаморфизованной в прямом направлении, что подтверждено экспериментально. Растворы третьей группы также являются маточной рапой, метаморфизованной в прямом направлении при взаимодействии с глинами континентального происхождения и затем снова подвергшейся своеобразной метаморфизации при взаимодействии с сульфатными калийными солями. И, наконец, растворы четвертой группы — это обычно маточные рассолы, в той или иной степени разбавленные агрессивными для солей поверхностными

водами. Поэтому они обычно обеднены бромом и обогащены продуктами растворения солей.

Наименование рассолов дано по терминологии Валяшко. Воды «сульфатномagneзиевого» или «хлормagneзиевого» типа соответствуют типу IIIa. Следовательно, воды неогенового солеродного бассейна, с которым генетически связано месторождение калийных солей, принадлежат к тому же типу, что и воды современного океана. При взаимодействии этих вод с континентальными глинами, содержащими много поглощенного кальция, тип IIIa обычно метаморфизуется в тип IIIб (хлоркальциевый). Таким образом предложенное авторами объяснение можно считать аргументированным, если в метаморфизованных рассолах CaCl_2 не достигает значительных концентраций. К сожалению, в указанной статье результаты анализа рассолов отсутствуют.

В пределах Ставропольского поднятия Терско-Кумского артезианского бассейна в палеогеновых отложениях на глубине 600—1000 м скважинами вскрыты соленые воды и рассолы (14—75 г/л). Из приведенных сводных (обобщающих) формул явствует, что они являются хлоридными натриевыми очень слабо выраженного типа IIIб [116].

Согласно результатам единичных анализов в кайнозойских отложениях Приазовского бассейна на глубине 1300—2300 м присутствуют соленые воды и слабые рассолы хлоридного натриевого состава, содержащие 2—4 % экв CaCl_2 .

В неогеновых отложениях Апшеронского полуострова на площади Биби-Эбат и Сурханы на глубине от 100 до 700 м вскрыты хлоридные натриевые рассолы (50—160 г/л) с незначительным содержанием CaCl_2 (2—15 % экв). В неогеновых отложениях восточной части Рионо-Куринского межгорного бассейна на глубине 1400—3000 м вскрыты соленые воды и слабые рассолы (45—55 г/л) хлоридного натриевого состава типа IIIб (3—14 % экв CaCl_2).

Рассолы хлоркальциевого типа залегают в отложениях апшеронского и акчагыльского ярусов Западно-Туркменской впадины. В апшеронских отложениях минерализация их не превышает 50 г/л, коэффициент метаморфизации колеблется от 0,7 до 0,9. В отложениях акчагыльского яруса минерализация рассолов в большинстве случаев более 100 г/л, коэффициент 0,70—0,99.

Для красноцветной толщи рассматриваемой впадины наиболее типичная минерализация рассолов близка к 100 г/л. Красноцветная толща представлена глинами, алевролитами, песками, песчаниками. Рассолы относятся к хлоркальциевому типу, коэффициент метаморфизации изменяется в пределах 0,63—0,99. Более сильно хлоркальциевый тип выражен у рассолов на участке Западного Челекена, где минерализация их

колеблется от 95 до 213 г/л, коэффициент метаморфизации — от 0,52 до 0,78.

В. В. Колодий и А. В. Кудельский [152] пришли к заключению о седиментационном характере подземных рассолов Западно-Туркменской впадины, в пользу чего говорят палеогидрогеологические условия, господствовавшие на ее территории начиная со среднепалеоценового времени, когда здесь было море и отлагалась песчано-глинистая красноцветная толща. В настоящее время на территории Западно-Туркменской впадины господствуют континентальные условия. Выходы пород плиоценового возраста на поверхность не являются областями питания подземных вод, а служат очагами их разгрузки. По указанной причине цитируемые авторы считают современный этап элизионным. Они также констатируют, что вся плиоценовая история развития впадины характеризовалась устойчивым непрерывным ее опусканием, сопровождающимся накоплением огромных толщ осадочных пород. За все это время не было пополнения запасов водоносных горизонтов инфильтрационными водами.

Формирование подземных вод, по Колодию и Кудельскому, происходило вследствие отжимания поровых растворов в водоносные горизонты при литификации илов акчагыльского и апшеронского морей и при дальнейшем уплотнении главным образом глинистых пород. Образование же хлоркальциевых рассолов с минерализацией 90—100 г/л, а местами до 250 г/л и более произошло в результате метаморфизации вод хлормagneзисового типа плиоценовых бассейнов сравнительно невысокой минерализации. Сущность метаморфизации заключается в удалении из вод сульфатов, частично магния, увеличении содержания в них кальция при одновременном значительном увеличении минерализации главным образом за счет ионов Na^+ и Cl^- .

Для доказательства авторы приводят данные исследования поровых вод из четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия по Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой. Представим эти данные в виде формул Курлова:

$$\text{М 13 } \frac{\text{Cl } 70 \text{ SO}_4 \text{ 28 } [\text{HCO}_3 \text{ 2}]}{\text{Na } 63 \text{ Mg } 29 \text{ [Ca } 8]}; \quad r\text{Na} : r\text{Cl} = 0,91;$$

поровая вода (бакинский ярус)

$$\text{М 33 } \frac{\text{Cl } 96 \text{ [SO}_4 \text{ 4}]}{\text{Na } 76 \text{ [Mg } 14 \text{ Ca } 10]}; \quad r\text{Na} : r\text{Cl} = 0,78;$$

поровая вода (апшеронский ярус)

$$\text{М 76 } \frac{\text{Cl } 97 \text{ [SO}_4 \text{ 3}]}{\text{Na } 59 \text{ [Ca } 21 \text{ Mg } 20]}; \quad r\text{Na} : r\text{Cl} = 0,61;$$

поровая вода (продуктивная толща)

$$M 86 \frac{Cl 96 [SO_4 4]}{Na 83 [Ca 13 Mg 4]}; rNa : rCl = 0,87.$$

Как видим, в формулах фигурируют разные по минерализации и химическому составу воды и рассолы. Однако Тагсева и Тихомирова связывают происхождение поровых вод бакинско-апшеронского ярусов и продуктивной толщи с метаморфизацией вод Каспийского моря. К их мнению присоединяются Колодий и Кудельский. С нашей точки зрения, такая трактовка является неверной, о чем мы неоднократно писали [237].

Происхождение подземных рассолов правильнее связывать с захоронением уже сформировавшихся на поверхности рассолов в ходе лагунного осадконакопления. Надо полагать, что на территории Западно-Туркменского бассейна существовали засоляющиеся лагуны. Минерализация рассолов, заполняющих эти лагуны, не достигала стадии садки солей. Никаких следов в виде захороненной фауны эти лагуны не могли оставить, поскольку рассолы мало пригодны для обитания организмов. Первоначально существовал морской бассейн с несколько пониженной для морской воды соленостью, о чем свидетельствует фауна. После отчленения бассейна образовалась огромная лагуна-озеро, которое в резкоконтинентальных условиях быстро подверглось засолению.

Следует согласиться с мнением Колодия и Кудельского, что воды плиоценового моря относились к хлормagneвиевому типу. Последний сохранился и при концентрировании вод и превращении их в рассолы в морских лагунах. Преобразование рассолов из хлормagneвиевого типа в слабовыраженный хлоркальциевый произошло в стадии их захоронения под влиянием десульфатизации катионного обмена и других процессов.

Более сложным представляется генезис рассолов на участке Западного Челекена. Сводная формула этих рассолов выглядит следующим образом:

$$M 250 - 270 \frac{Cl 100}{Na 73 - 75 Ca 21 - 23 Mg 4 - 5}.$$

Рассолы характеризуются повышенной концентрацией иода. Необходимо отметить, что ниже зоны распространения рассолов хлоркальциевого типа (IIIб) располагается зона соленых вод и слабых рассолов хлоридного натриевого состава с низким содержанием $CaCl_2$ (3—12 % экв).

Видим, что рассолы Западного Челекена ничем не отличаются от более древних рассолов и по своему химическому облику (много $CaCl_2$) близки к палеозойским. Подобного рода явления и привели некоторых исследователей к убеждению об отсутствии каких-либо различий в составе рассолов различного возраста. В связи с этим остановимся на генезисе рассо-

лов Западного Челекена. Изучению гидрогеологии Западно-Туркменской впадины уделено много внимания, поскольку в ее подземных водах обнаружена высокая концентрация иода. Материалы производившихся полевых и экспериментальных исследований обобщены в монографии Кудельского [167]. Установлено, что среднее содержание иода в поровых растворах акчагыл-апшеронских продуктивных отложений челекенской толщи в 3—6 раз меньше, чем в пластовых рассолах. Следовательно, источником повышенной концентрации иода в рассолах апшеронского и акчагылского ярусов не могут служить поровые растворы пород. Таким образом, отпадает также предположение о том, что сами нодоносные рассолы образовались в результате выжимания поровых растворов из глинистых пород.

В качестве нодопроизводящих Кудельский рассматривает отложения мезозоя от сеноманских до юрских включительно. Этот же комплекс отложений в пределах Западно-Туркменской впадины является основным нефтепроизводящим. Названная впадина представляет собой восточную часть Южно-Каспийской впадины. От окружающих горных сооружений впадина отделена системой разломов глубинного заложения, по которым сеноманские, нижнемеловые и юрские нефтепроизводящие и нодопроизводящие морские и лагунно-морские отложения опущены на глубину от 10 до 25 км. Отмечается пространственное совпадение иодных вод с зонами глубинных разломов. По этим тектоническим нарушениям мезозойские нодоносные рассолы проникают в вышележащие молодые толщи. Итак, мы приходим к выводу, что плиоценовые отложения на участке Западного Челекена содержат в себе рассолы значительно более древнего возраста, чем и можно объяснить их своеобразный состав.

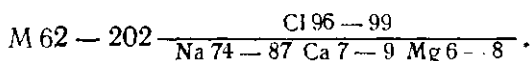
Остановимся на одном интересном обстоятельстве, имеющем отношение к трактуемой проблеме,— это зависимость содержания иода в подземных водах от возраста гидрогеологических бассейнов. Первый опыт количественной оценки влияния возраста водоносных пород на содержание иода в подземных водах принадлежит А. М. Никанорову [196]. Он обнаружил четкий максимум концентрации иода в интервале геохронобат 200—300, что соответствует по времени водовмещающим породам палеогенового и мелового возраста. Некоторое увеличение осредненного содержания иода в подземных водах наблюдалось также в интервале геохронобат 800—1000, соответствующих породам девонского и каменноугольного периодов. Изложенные выводы в общих чертах подтверждены Кудельским [167]. Он пишет, что из 90 известных в настоящее время проявлений иодных вод с содержанием этого элемента более 100 мг/л 75 связаны с бассейнами областей мезозойской складчатости и только 15 — с более древними. Установленные

различия в распределении иода в подземных водах и рассолах Кудельский объясняет «процессами рассеяния, перераспределения, выравнивания и разубоживания его концентрации в результате молекулярной и конвекционной диффузии, выноса подземными водами. Особенно значительными могут быть потери иода в бассейнах, остывших относительно температурных режимов, свойственных им в периоды тектонических активизаций» [167, с. 177].

Все же непонятно, почему потери не коснулись других микрокомпонентов, присутствующих в древних рассолах в значительной концентрации. Можно предположить более простое альтернативное объяснение наблюдаемой зависимости поведения иода от возраста водоносных пород — изначально меньшее содержание иода в докембрийских и нижнепалеозойских рассолах. Эти рассолы отличаются от более молодых как по макро-, так и по микрокомпонентному составу. Как неоднократно подчеркивает Кудельский, основным источником иода в подземных водах является органо-минеральный комплекс пород.

Главный же поставщик органического вещества — растительность, которой в докембрии и нижнем палеозое на материках еще не было. Наземная растительность появилась в девоне и особенно расцвета достигла в карбоне. Этим и объясняется повышенная концентрация иода в водах девона и карбона. И особенно ярко указанная зависимость вырисовывается на диаграммах в книге Кудельского [167, с. 176]. Из диаграммы явствует, что в водах кембрия, ордовика и силура концентрация иода незначительна. Первое заметное увеличение содержания иода в водах отмечается в девоне и очень резкий скачок максимальных концентраций иода — в карбоне.

Рассмотрим теперь химический состав рассолов палеогеновых и неогеновых отложений Ферганского артезианского бассейна [288]. Отложения палеогена в указанном бассейне представлены пластами относительно водоупорных глинистых пород, чередующимися с карбонатными и терригенными преимущественно песчаниковыми образованиями. Подземные воды приурочены к известнякам и песчаникам. Осадки палеогена имеют главным образом морское происхождение. Характеризуемые рассолы по генезису относятся к седиментационным, сохранившим свой морской облик [288]. Они вскрыты буровыми скважинами на глубинах от 660 до 3760 м. Химический состав рассолов можно изобразить следующей сводной формулой:



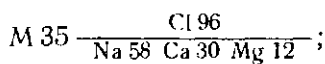
По преобладающим ионам рассолы являются хлоридными натриевыми. Они относятся к хлоркальцевому типу, обычно

слабовыраженному, поскольку содержание CaCl_2 в них чаще всего колеблется от 7 до 10 % экв.

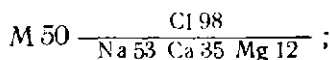
Отложения неогена в пределах Ферганской депрессии имеют широкое распространение и большие мощности. Они представлены континентальными образованиями, главным образом красноцветными глинами, мергелями, алевролитами с пластами песчаников. Большинство скважин заложено в адырской зоне, где водовмещающими породами являются преимущественно песчаники и конгломераты.

Ниже приводятся данные опробования глубокой (3000 м) скважины, заложенной в структуре Чуст-Пап на разных глубинах:

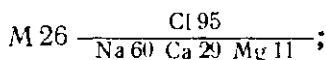
953—958 м



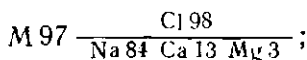
1256—1266 м



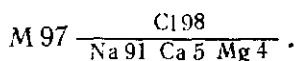
1540—1546 м



2679—2698 м



2847—2858 м



Видим, что на глубине 950—1500 м залегают соленые воды и рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава. Глубже их сменяют значительно более минерализованные хлоридные натриевые рассолы слабовыраженного хлоркальцевого типа. С глубиной концентрация хлоридов кальция уменьшается. Описываемые соленые воды и рассолы содержат много иода (35—48 мг/л).

Глубокими скважинами, заложенными в других геологических структурах, были вскрыты хлоридные натриевые рассолы, слабо- и умеренно выраженного хлоркальцевого типа.

Появление в неогеновых отложениях структуры Чуст-Пап хлоридных кальциево-натриевых рассолов следует рассматривать как гидрохимическую аномалию. По аналогии с рассолами Западного Челекена можно предположить, что эти рассолы имеют более древний возраст, чем вмещающие их породы.

Рассолы проникли в неогеновые отложения по разломам из нижележащих мезозойских образований.

В Западно-Иранском бассейне «внутренняя область питания и накопления подземных вод» представляет собой тектоническую впадину [84]. Впадина выполнена кайнозойскими отложениями, в основании которых залегает вулканогенно-осадочная толща эоцена. Постэоценовый комплекс представлен отложениями олигоцена-миоцена. Нижнюю часть их разреза составляют красноцветные соленосные образования, среднюю — известняки и доломиты, верхнюю — также красноцветные соленосные отложения. В центральной части впадины известняки и доломиты, залегающие на большой глубине, нефтеносны. С ними связаны высоконапорные рассолы, которые вскрыты на глубине более 3000 м. Состав этих рассолов: глубина 3107 м

$$M 330 \frac{Cl 100}{Na 85 [Ca 13 Mg 2]} ;$$

глубина 3304 м

$$M 308 \frac{Cl 100}{Na 69 Ca 28 [Mg 3]} .$$

В первом случае имеем хлоридные натриевые рассолы типа IIIб, во втором — хлоридные кальциево-натриевые рассолы. И здесь присутствие в кайнозойских отложениях хлоридных кальциево-натриевых рассолов автор рассматривает как гидрохимическую аномалию, образовавшуюся в результате поступления рассолов из нижележащих, более древних пород.

Приведем состав рассолов из палеогеновых отложений Цзюцзянского бассейна (Центрально-Гобийский район). В одной из свит палеогена выявлено четыре нефтеносных горизонта, представленных песчаниками. Самый последний залегает на глубине более 2000 м. В нем находятся рассолы следующего состава:

$$M 61 \frac{Cl 100}{Na 71 [Ca 17 Mg 12]} .$$

Рассолы принадлежат к четко выраженному хлоркальциевому типу.

Н. А. Маринов [84] в качестве классического примера бассейна с прямой вертикальной гидрохимической зональностью называет впадину Ниигата (Япония). Она выполнена мощной толщей морских плиоценовых отложений, в которых в интервале 261—1800 м минерализация подземных вод возрастает от 3 до 32 г/л. На глубине 1800 м состав воды следующий:

$$M 32 \frac{Cl 99}{Na 84 [Mg 7 Ca 7 K 2]} ; \quad pH = 7,8.$$

Хлорбромный коэффициент равен 194, содержание иода достигает 64 мг/л. По мнению Маринова, минерализация и состав характеризующей воды сформировались путем выщелачивания и растворения солей, содержащихся в водовмещающих породах. С нашей точки зрения, в рассматриваемом случае мы имеем дело с морской, несколько метаморфизованной водой. Минерализация ее близка к минерализации морской воды. Источником высокой концентрации иода являются водовмещающие породы.

Своеобразные кислые сильно концентрированные (300—322 г/л) хлоридные кальцево-натриевые высокотермальные (не менее 270°C) рассолы вскрыты на глубине около 1570 м в кайнозойских метаморфизованных терригенных толщах Южно-Калифорнийского артезианского бассейна в районе оз. Солтон-Си. В этих рассолах в очень высокой концентрации обнаружены различные металлы. Вероятно, рассматриваемые рассолы связаны с соленосными отложениями и представляют собой видоизмененную маточную рапу древних солеродных бассейнов. В то же время весьма высокая температура указывает на неглубокое залегание здесь остывающих интрузивных тел [303].

Интенсивный поверхностный сток оказывал метаморфизирующее влияние не только на химический состав воды морских лагун, но и на минеральный состав отлагающихся на их дне осадков. В некоторых случаях вместо присущей кайнозойской эре кальцитовая стадия седиментации имела место доломитовая стадия. В качестве примера с такой своеобразной садкой рассмотрим Ферганский залив палеогенового моря.

Ферганскому заливу палеогенового моря посвящена двухтомная монография [79]. Залив под влиянием восходящих тектонических движений временами отчленялся от моря и превращался в соленую доломито-гипссадочную лагуну, населенную весьма скудной фауной. При сравнении с другими частями палеогенового моря (Таджикская, Приташкентская, Кызылкумская, Приаральская) выяснилось, что процессы седиментации в Ферганском заливе происходили своеобразно. В нем шло интенсивное доломитообразование, чего не наблюдалось в других частях палеогенового моря. Авторы монографии [79] объясняют это обстоятельство сочетанием ряда факторов — высокой карбонатностью поступавших в залив речных вод, большой водосборной площадью и затрудненным сообщением с открытым морем.

Остановимся на генезисе доломита, образование которого для палеогена не является типичным. Согласно Н. М. Страхову [282], при содержании углекислого газа в атмосфере, характерном для современных условий и недавнего геологического прошлого, доломит непосредственно из природных растворов не осаждается. Синтез доломита осуществляется в иде, где

вследствие разложения органического вещества содержание углекислого газа всегда увеличивается. Н. М. Страхов указывает, что осаждение основных солей магния может происходить на тех участках морских водоемов, где под влиянием нагревания и деятельности растений рН резко увеличивается (до 9—9,2).

По мнению Р. Ф. Геккера с соавторами [79], указанные условия имели место в литоральной полосе Ферганского залива палеогенового моря, где происходило осаждение основных солей магния и совершался синтез доломита в илах. В современных условиях садка доломита наблюдается на оз. Балхаш.

Автором было предложено иное объяснение происхождения доломита в современных озерах [233, с. 118]. Причина осаждения доломита в оз. Балхаш объяснена высоким содержанием магния в водах этого водоема. В сказанном можно убедиться, сравнивая оз. Балхаш с оз. Иссык-Куль, в котором нет доломита. Общая соленость восточной части оз. Балхаш — 5,1 г/л, оз. Иссык-Куль — 5,8 г/л. Балхаш выделяется своей исключительной магниезнальностью. Даже в восточном плёсе, где доломит отложился, относительное содержание магния выше, чем в оз. Иссык-Куль. Коэффициент $Mg^{2+} : Ca^{2+}$ для восточной части оз. Балхаш равен 37,3 % экв, для оз. Иссык-Куль — 4,2 % экв. В оз. Балхаш гидрокарбонатные ионы ассоциируются в основном с ионами магния, в оз. Иссык-Куль — с ионами кальция.

Наблюдаемые существенные различия в составе вод двух названных водоемов всецело обусловлены гидрохимическими особенностями питающих их речных систем. Средний многолетний ионный сток р. Или (основного фактора водного баланса оз. Балхаш) характеризуется хорошо выраженным неравенством $HCO_3^- > Ca^{2+}$ [293]. Избыток гидрокарбонатных ионов сочетается с ионами магния. Для большинства же рек, стекающих в оз. Иссык-Куль, имеет место неравенство $HCO_3^- < Ca^{2+}$. Таким образом, своеобразный химический состав вод оз. Балхаш и его хемогенных осадков обусловлен особенностями химического состава вод р. Или. Первопричиной же, по-видимому, является литологический состав пород, развитых в бассейне этой реки.

По аналогии можно предположить, что гидрокарбонатные воды, поступающие в Ферганский залив с водосборной площади, были богаты магнием ($HCO_3^- > Ca^{2+}$), что и определило садку доломитов.

Пример с Ферганским заливом показателен в том отношении, что в пределах акватории одного и того же морского бассейна процессы хемогенной седиментации совершаются неоднотипно. В минеральный состав отлагающихся осадков разнообразие вносят поступающие на отдельных участках бассейнов речные и подземные воды и гидротермы.

За позднечетвертичное время уровни больших озер и континентальных морей Восточной Европы, а также их размеры и соленость коренным образом изменились [143]. В основном на развитие крупных озер и внутренних морей влияли изменения водосборных бассейнов, приток ледниковых вод, колебания климата, изостатические движения.

Наиболее важным фактором, влиявшим на водные бассейны Восточной Европы в позднечетвертичное время, были оледенения. Ледники полностью покрывали современные акватории Балтийского и Белого морей и, вероятно, также почти всю акваторию Баренцева моря. Под влиянием сжатия в ледниках значительной части воды, участвующей в планетарном влагообороте, снижался уровень Мирового океана. Под воздействием оледенения происходили тектонические движения позднечетвертичного времени — изостатические опускания и поднятия территорий, покрывавшихся ледниками. Последняя стадия валдайского оледенения имела место около 25—10 тыс. лет назад.

Во время максимума валдайского оледенения и в период его отступления почти все низины к северу от Белорусской, Смоленско-Московской возвышенностей и Северных Увалов были заняты приледниковыми озерами; к началу голоцена они исчезли.

Оледенения не сопровождалось плювиальными (дождливыми) эпохами в южных районах, на всей территории Северной Евразии. Им соответствовали холодные и сухие условия. Аридность климата возрастала в конце оледенения.

За последнее время серьезное внимание уделяется изучению процессов осадкообразования в современных океанах и морях. Результаты исследований изложены в фундаментальной монографии А. П. Лисицына [173]. Ежегодно с поверхности суши сносится в океаны и моря 25 млрд. т вещества. Около 500 млрд. т биогенного материала образуется каждый год на поверхности океана в пределах верхнего 100-метрового слоя. Это в 20 раз больше поступления вещества с суши.

Из общего количества вещества 525 млрд. т на дне осажается лишь незначительная его часть — около 25 млрд. т, т. е. около 5—6 %. Остальной осадочный материал не достигает дна, растворяется, минерализуется в воде и верхних слоях осадочной толщи, снова вступает в круговорот. Общее количество взвешенного осадочного материала, находящегося в толще Мирового океана, выражается колоссальной цифрой — 1370 млрд. т. Столь значительное содержание тонкодисперсной и быстро изменяющейся взвеси в океане оказывает большое влияние на многие процессы, в нем протекающие. Как пишет Лисицын, «это главный механизм, регулирующий состав океанских вод в его взаимодействии с сушей, биосом, климатом» [173, с. 399].

Значительная часть терригенного материала (до 80—90 %) осаждается в периферических частях океанов, особенно близ устьев рек, а также в краевых морях. Его масса оказывается максимальной в тех зонах, где максимально содержание взвеси. Минимальные количества осадочного материала поступают на единицу площади дна в аридных климатических зонах океанов.

Результаты произведенного количественного анализа Лисицын распространяет на далекое прошлое океанов — до 70—100 млн. лет назад. Он полагает, что основные закономерности количественного распределения материала в древних океанах были в главных своих чертах теми же, что и в современную эпоху. В то же время он подчеркивает ориентировочный характер своих выводов, так как «меловая история океанов едва просматривается на основе имеющихся немногочисленных данных, а юрская и более древняя остаются непознанными [173, с. 396].

Интересен вывод цитируемого автора о том, что по высоким значениям абсолютных масс близ устьев крупнейших рек можно судить об их возрасте. Так, главные поставщики осадочного материала в океаны — Амазонка, Конго и другие реки-гиганты существовали очень давно (30—50 млн. лет). Приведенные Лисицыным цифры убеждают в том, что в современную эпоху ведущее значение в океане имеют биохимические процессы.

Согласно К. И. Лукашеву [176], геохимическая эволюция осадочного процесса в кайнозой характеризуется накоплением биолитов, угольного и нефтяного ряда и других органических пород. Для геохимического процесса характерна миграция кремния, алюминия, калия, кальция, магния, фосфора, органических соединений.

Самый последний этап в развитии осадочной оболочки и эволюции геохимических процессов кайнозойской эры называется антропогеновым. Он характеризуется новыми особенностями, обусловленными деятельностью человека. Человек, используя современную технику для развития производительных сил, выступает как могучий геологический и геохимический фактор изменений земной коры и биосферы, преобразования последней в ноосферу.

От антропогенового фактора зависит будущее экосистемы Земли, поскольку роль его сводится к загрязнению гидросферы и атмосферы. Этот процесс с каждым годом, а может быть с каждым днем, усиливается.

Биосфера существует примерно $3 \cdot 10^9$ лет, а человеческое общество — всего лишь 40 тыс. лет [141]. Общая масса человечества близка к $17 \cdot 10^7$ — $20 \cdot 10^7$ т и составляет примерно 0,0002 % общей массы живого вещества на планете.

Биосфера существует в форме биотического круговорота, в котором особое значение имеют микроорганизмы. Разрушая

мертвые остатки животных и растений, они превращают их в минеральные соли, углекислоту, воду, простейшие органические соединения. Все эти продукты распада затем вновь используются зелеными растениями для создания нового органического вещества. В этом состоит сущность биотического круговорота. С помощью микроорганизмов осуществляется естественная регуляция биосферы и от того, успевают ли они справляться со своими «обязанностями», зависит устойчивость круговорота.

Прогресс жизни, или возрастание ее организованности, связан с тем, что круговорот превращается в спираль. Благодаря способности к самовоспроизведению живое, постоянно приспосабливаясь к новым условиям, все время выходит за пределы замкнутого круга. Однако в итоге деятельности деструкторов это приводит не к разрушению биотического круговорота, а к его расширению. В этом заключается механизм эволюции органического мира [141].

Следствие бурного развития производства в настоящее время положение изменилось. Промышленность вносит в природу такие вещества (нередко ядовитые), которые не могут быть использованы живым населением планеты. В результате гибнут отдельные виды животных и растений, что приводит к разрушению структуры биосферы и ее циклической организации.

Среди огромного потока изданий о загрязнении окружающей среды выделяется книга Коммонера [153]. Автор убедительно пишет о причинах экологического кризиса окружающей среды, в частности водной экосистемы, и о мерах преодоления этого кризиса. Чтобы выжить, человеку нужны стабильные условия существования. Точно также живые организмы должны быть определенным образом взаимосвязаны со всеми другими живыми существами и с неживой природой. Когда в круговорот вторгается новый фактор, он не контролируется внутренними самоуправляющимися связями и представляет угрозу для стабильности всей системы. Загрязнения вызываются искусственными синтетическими веществами, такими, как пестициды, детергенты и пластмассы, и внесением в природную систему неприсущих ей веществ, таких, как свинец и продукты искусственной радиоактивности. Все эти вещества не поддаются воздействию природных процессов самоочищения и, следовательно, накапливаются, создавая опасность для экосистемы и человека.

Приведенные Коммонером данные наглядно показывают, что рост загрязнения среды значительно опережает увеличение численности населения и рост общего объема производства. Причина такого опережения заключается в изменении технологии многих производственных процессов. Это переход от натуральных к синтетическим продуктам в химической

промышленности, увеличении мощности автомобилей, введение невозвратной, главным образом пластмассовой, тары и целый ряд других действий. В области фермерского хозяйства причиной загрязнения среды явилось интенсивное использование неорганических азотных удобрений. Это создало проблему нитратного загрязнения питьевых вод.

Подземные воды — наиболее чувствительный индикатор антропогенных изменений природной геологической среды. Города в сильной степени изменяют химический состав и загрязняют подземную гидросферу. Под их влиянием формируются гидрохимические аномалии, занимающие иногда большую площадь (десятки и сотни квадратных километров) и проникающие на значительную глубину (несколько сотен метров). Согласно Ф. В. Котлову [160], подземная гидросфера городов изменяется в следующих направлениях: повышение или понижение минерализации, увеличение неустойчивости химического состава, загрязнение вод, особенно верхних водоносных горизонтов, повышение агрессивности в связи с увеличением содержания в составе вод CO_2 , SO_4 , Mg , понижения pH и др.

О влиянии урбанизации на состав природных вод говорится в статье В. В. Куприянова и Б. Г. Скальского [171]. Помимо истощения водных ресурсов, связанного с потреблением городами огромных количеств воды, зафиксированы и существенные изменения в ее составе.

Авторами выделены основные факторы, определяющие влияние урбанизированной территории на качество природных вод: а) сброс промышленных отходов; б) сброс хозяйственно-бытовых сточных вод; в) загрязнение атмосферных осадков; г) загрязнение поверхностного стока с городской территории.

Изменение химического состава вод заключается главным образом в увеличении (иногда в 4 раза) содержания органических веществ, биогенных компонентов азота и фосфора (в 3—10 раз). В газовом составе отмечается резкое уменьшение содержания растворенного кислорода (до 60—70 %).

В соотношениях главных ионов изменения выражены не так сильно. За счет поступления промышленных стоков увеличивается концентрация ионов Na^+ и Cl^- (чаще всего на 10—30 %). Хозяйственно-бытовые стоки вызывают в подземных водах возрастание содержания калия до 20 % и хлористого натрия на 10—15 % [171].

По данным В. И. Корсневой [155], за многолетний период наблюдений в реках Европейской территории СССР и Средней Азии наблюдается увеличение концентрации ионов Na^+ и K^+ , что связано с ростом антропогенного воздействия на окружающую среду. Значения отношения $\text{Na} : \text{K}$ могут быть использованы при характеристике степени загрязненности воды рек, так как при поступлении сточных вод, загрязняющих реки,

концентрация натрия увеличивается интенсивнее по сравнению с концентрацией калия.

Особая роль в загрязнении принадлежит азоту и фосфору, которые приносятся бытовыми и промышленными стоками, а также водами с полей, удобряемых азотными и фосфорными соединениями. Избыток фосфора и азота вызывает в озерах и водохранилищах своего рода «демографический взрыв» [187]. Микроскопические водоросли покрывают всю поверхность водоемов. В водной среде с катастрофической быстротой размножаются сине-зеленые водоросли. При их разложении расходуется огромное количество кислорода, что губительно сказывается на интенсивности биологических процессов. Иногда создается анаэробная среда. Излишек фосфора в воде является причиной «зацветания» озер и водохранилищ.

Интенсивно загрязняются воды Мирового океана. В него сбрасывается огромная масса материала, не подвергающегося разложению. Хотя непосредственному влиянию загрязнения подвержены только прибрежные морские зоны, но вследствие динамичности океанов и морей, под влиянием течений и перемешивания, загрязнение довольно быстро распространяется в районы открытого моря.

Отметим еще один аспект нарушения эволюционно установившегося равновесия в природе — гидротехническое строительство. Оно нередко обуславливает неожиданную цепную реакцию нежелательных и даже опасных изменений не только в самих водных объектах, но и в прилегающих к нему обжитых территориях. Возникающие перед страной водные проблемы надо решать с глубоким знанием дела, с привлечением специалистов разнообразного научного профиля. Человечество способно прекратить процесс загрязнения природной среды и устранить его вредные последствия, за исключением тех случаев, когда результаты загрязнения приобрели необратимый характер.

Подводя итог сказанному в данной главе, можно резюмировать следующее. Кайнозойские рассолы, за некоторыми исключениями, существенно отличаются от мезозойских. Они характеризуются более низким содержанием или полным отсутствием хлоридом кальция и чаще всего принадлежат к хлормagneвому типу ($\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$). Что касается исключений, то мы рассматриваем их как гидрохимические аномалии, образовавшиеся в результате проникновения в кайнозойские отложения рассолов мезозойского или более древнего возраста.

Кайнозой — эра регионального развития океанов и морей хлормagneвовой (IIIa) типа. По всей вероятности, названный химический тип занял господствующее положение в палеогеновый период. В неогене, по-видимому, началось «вымирание» хлормagneвых морей. Именно в этот период впервые сформировались морские или озерные бассейны с высокой сульфатностью, в которых была возможна в значительных количествах

естественная садка мирабилита и глауберита. В неогене же существовали обширные озерные бассейны (типа морей) с содовой садкой (см. главу 9).

Водные бассейны хлоркальциевого (IIIб) типа могли существовать в кайнозое только в специфических условиях, именно там, где слабо развит поверхностный сток и питание водоема идет глубинными хлоркальциевыми водами. Соляные озера хлоркальциевого типа в виде исключения встречаются и в современных условиях. Опыт изучения соляных озер Казахстана показал, что хлоридные рассолы типа IIIб образуются в озерах при участии в их питании глубинных хлоркальциевых рассолов [225]. Таков же генезис хлоркальциевых рассолов Мертвого моря, некоторых озер Прикаспийской низменности и Крыма [237].

Реки с большим содержанием хлоридов принадлежат к типам II и IIIб. Среди крупных рек появление представителей типа IIIб (хлоркальциевого) маловероятно. Формирования же мелких рек типа IIIб теоретически возможно [237].

Кайнозойская эра характеризуется наиболее быстрыми темпами химической эволюции гидросферы за всю геологическую историю. Убыстрение темпов связано с коренным преобразованием поверхности суши, характера растительного и почвенного покровов, которые прежде всего сказались на составе континентальных вод. Они обусловили дальнейший рост разнообразия их ионного состава и появление новых типов. Полное представление о бесконечном разнообразии природных вод современной эпохи можно получить из фундаментального труда В. И. Вернадского [56]. Радикальные преобразования химического состава вод суши существенным образом отразились на составе вод Мирового океана. Усилился солеобмен между континентами и океаном, и следовательно, ускорились темпы трансформации его вод.

Заключение

В книге в историческом плане рассмотрены возможные изменения химического состава гидросферы от начальных этапов ее существования до современного состояния, т. е. химическая эволюция гидросферы. Строго говоря, прослежена трансформация макрокомпонентного состава и почти не рассмотрены изменения его микрокомпонентной составляющей. Как известно, в основе эволюции лежит переход от однородного, недифференцированного состояния в более разнородное, дифференцированное. Согласно изложенным в книге представлениям, гидросфера первоначально была представлена одним единствен-

ным хлоркальциевым типом — праматерью всех существующих сейчас типов природных вод. В ходе формирования земной коры произошло разделение его на два различных генетических типа: морской и континентальный. Дальнейшая дифференциация состава вод Земли привела к возникновению на континентах ряда химических типов, количество которых все время увеличивалось. Наибольшим разнообразием типов характеризуется современная эпоха.

Проблема закономерности развития гидросферы включает два важных вопроса — о факторах и темпах ее эволюции. Будущее гидросферы представляется возможным предвидеть на основе выявленных тенденций ее развития в прошлом. В истории природных вод намечается несколько крупных этапов; каждому из них присущи свои особые главные факторы дифференциации ионного состава, иначе говоря, движущие силы эволюции. Сменой этих факторов определяются закономерности химической эволюции. Сменой этих факторов определяются закономерности химической эволюции гидросферы.

В самом начале геологической истории ведущая роль, по-видимому, принадлежала ювенильному фактору, т. е. магматическим явлениям. С течением времени роль этого фактора ослабевала. Главное значение постепенно приобретал фактор биологический. Основной же движущей силой химической эволюции океана стали два взаимосвязанных фактора — гидрологический (материковый сток) и биологический. Их всевозрастающее значение в ходе геологического времени определило ускорение темпов эволюционного процесса.

Многие факты говорят о том, что в природе наблюдается акселерация — ускорение темпов эволюции, связанное с ускорением геологических процессов. В геологической науке считается более или менее установленным, что Земля как планета существует более 4,5 млрд. лет, а формирование и развитие земной коры продолжается в течение последних 3,5 млрд. лет. Ф. Ф. Давитая [96] обращает внимание на следующее примечательное обстоятельство. Если период формирования и развития земной коры принять за 100 %, то продолжительность археозоя и протерозоя составит 83 % времени (2,9 млрд. лет), палеозоя — 10 % (340 млн. лет), мезозоя — 5 % (163 млн. лет) и, наконец, кайнозоя — менее 2 % (67 млн. лет).

Таким образом, продолжительность последующей геологической эры закономерно укорачивалась по сравнению с предыдущей эрой. Кроме того, сокращался и переходный период, в течение которого исчезали одни и возникали другие флоры и фауны. Чем выше была развита биосфера, тем быстрее шли процессы ее эволюции. Что касается гидросферы то, по-видимому, медленнее всего она развивалась в абиогенную стадию. Появление жизни на Земле ускорило преобразование химиче-

ского состава гидросферы. В докембрии эволюция шла значительно медленнее, чем в фанерозое. Самые высокие темпы преобразования природы характерны для кайнозойской эры.

Поскольку акселерация имеет глобальный характер, то и причина ее должна быть общепланетарного характера. По этому поводу высказываются различные мнения. Считают, например, что акселерация связана непосредственно с изменением геомагнитного поля, поскольку последнее является важным фактором развития живых организмов [108].

По мнению автора, причина акселерации заключается не вне системы, а в самой системе и обусловлена общим ускоренным ходом геологической истории Земли, появлением на геологической арене все более и более мощных движущих сил или, иначе говоря, факторов эволюции. Любопытно отметить то обстоятельство, что идея развития вначале была утверждена в науке о неживой природе — геологии. Развитие материального мира осуществлялось таким образом, что эволюция неорганической природы создавала предпосылки для эволюции живой природы. В глобальной экологии важнейшее значение имеет состояние гидросферы и атмосферы. Ухудшение или улучшение этих двух систем замедляет или ускоряет развитие живых существ. Но здесь следует подчеркнуть, что и сами организмы своей жизнедеятельностью коренным образом преобразуют среду их обитания и этим самым способствуют эволюции гидросферы и атмосферы.

Существуют сквозные, отмирающие и зарождающиеся формы организмов. По аналогии с этим можно выделить сквозные типы вод (хлоридные натриевые), отмирающие (хлоридные кальциевые) и зарождающиеся (нитратные и др.).

Прослеживая в историческом разрезе смену одних химических типов вод другими, можно прийти к кардинальному выводу, что состав гидросферы в процессе ее развития становится все более и более благоприятным для обитания организмов. Такое улучшение водной среды происходит при активном участии самих организмов в результате их жизнедеятельности. Конечно, этот глобальный процесс «самосовершенствования» состава природных вод идет вверх не по прямой линии. Он периодически задерживается и даже временами движется назад под воздействием крупных проявлений вулканизма, оледенений и т. д.

Правильное понимание совершающихся в природе гидрогеохимических явлений позволяет более уверенно решать задачи прогнозирования гидрохимического режима тех или иных водных объектов при длительной их эксплуатации. Но в данное время возникла необходимость в другом более сложном прогнозировании — прогнозе о будущей судьбе гидросферы, взятой в целом. Такого рода прогноз должен быть основан на глубоком понимании закономерностей развития гидросферы.

Благополучие человечества зависит от того, в какой степени будут правильными наши прогностические высказывания. Потребность в прогнозировании свойственна всему живому. Эволюция безжалостно отбрасывала те виды организмов, которые оказывались неспособными правильно прогнозировать изменения в среде их обитания.

Томсон [296] считает, что в природе существует некоторая рациональность и течение событий достаточно закономерно, чтобы предсказать их дальнейший ход. По-видимому, в настоящее время науки о воде, в частности гидрогеология (наука о подземной гидросфере), постепенно переходят к «прогностической» стадии, выражающейся в использовании установленных закономерностей для взглядов на будущее [215].

Какова же будущая судьба земной гидросферы? Ученые отвечают по-разному. Философ Кант в свое время предполагал, что Земля в конце концов потеряет всю воду, превратится в безводную. Зюсс [350, с. 776—777] допускал, что некогда планета будет вся покрыта океаном. В. И. Вернадский является сторонником идеи постоянства океанов и континентов. Согласно ему, «существует определенное соотношение между распределением суши и океана», которые «на фоне истории нашей планеты остаются почти неподвижными» [58, с. 224]. Это положение он классифицирует как «эмпирическое обобщение», а не как научную гипотезу.

Существование биосферы, в состав которой входит гидросфера, возможно до тех пор, пока планета активна и происходит обмен энергией между ее недрами и поверхностью. А. Б. Ронов [253] предполагает, что спустя какое-то достаточно долгое время ($n \cdot 10^9$ лет) должна наступить общая стабилизация коры континентов с панплатформенным режимом и полным отмиранием геосинклиналей. К этому же заключению ведет и экстраполяция кривой радиогенного тепла, выделяющегося из недр Земли на разных стадиях ее развития. Следовательно, прекратится и вынос на поверхность углекислоты из недр планеты. В результате должно произойти уничтожение биосферы и в конечном счете прекращение жизни на Земле, поскольку исчерпаются питавшие ее ресурсы глубинной углекислотой. Кислород атмосферы, не поддерживаемый фотосинтезом, постепенно израсходуется на процессы окисления.

По мнению автора, в обозримом будущем каких-либо существенных изменений водных ресурсов нашей планеты произойти не может. Мы живем в межледниковую эпоху и, как установлено наблюдениями, уровень Мирового океана чрезвычайно медленно, но неуклонно повышается в результате таяния ледникового покрова. Через несколько десятков тысячелетий наступит новое оледенение и уровень океана начнет падать вследствие временного изъятия водных масс из круговорота и перехода их в твердую фазу. Падение уровня вызовет

некоторое, очень незначительное повышение солёности океанических и морских вод.

Все наши прогностические высказывания о состоянии гидросферы в более отдалённом будущем являются проблематичными, поскольку мы не знаем всех связей в мире. Но правомерно поставить такой вопрос: когда произойдет изменение химического типа океанических вод, т. е. соотношение $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$, характерное для вод современного океана (тип III), преобразуется в соотношение $\text{Cl}^- < \text{Na}^+$ (тип II), или хлормagneзиевый тип перейдет в сульфатнонатриевый тип (терминология В. А. Сулина). На этот вопрос ответить трудно, так как только часть ионов SO_4^{2-} , вносимых реками в океан, идет на пополнение их резервов в океанической воде. Какая-то часть сульфатов разрушается, какая-то часть потребляется организмами. По нашим грубым подсчетам, заметное увеличение минерализации океанических вод может произойти через десятки миллионов лет, а изменение их химического типа — значительно позднее, может быть, в следующую геологическую эру. С точки зрения продолжительности существования человечества, минерализацию и химический состав Мирового океана следует считать постоянным.

Судьба гидросферы тесно связана с судьбой атмосферы и биосферы, и поэтому проблема о характере заключительной стадии их развития должна решаться совместно. Все зависит от того, в каком направлении будет изменяться энергетическое состояние Земли.

Наша планета в энергетическом отношении, так же как и по отношению к обмену веществ, представляет собой открытую систему. С нею наблюдается утечка легких компонентов — водорода, потеря тепла. На нею поступает метеорная пыль, атмосферой и биосферой поглощается лучистая энергия Солнца, идет диссоциация воды под действием ультрафиолетовых лучей и другие явления обмена. Как считает Рамберг, центробежное течение энтропии, устремляющейся прочь от Земли, более чем уравнивает энтропию, которая создается спонтанными геологическими и геохимическими процессами [261]. И если такое соотношение действительно имеет место, то энтропия Земли уменьшается в ходе ее развития.

В пользу такого вывода говорит наблюдаемая тенденция усиления напряженности геологических процессов в историческом разрезе времени. Некоторые исследователи считают, что ведущая роль в усилении тектонических движений в земной коре принадлежит эволюции органического мира [54]. Фотосинтез преобразует лучистую энергию, увеличивает общее количество химической энергии и уменьшает энтропию. К геохимическим аккумуляторам энергии относятся, в частности, различные глинистые минералы. Как некоторые полагают,

аккумулированная в осадочных породах энергия является главной причиной горообразования.

Все это убеждает в том, что наша планета продолжает пребывать в стадии восходящего развития. Если бы не загрязняющие факторы, природные условия обитания организмов на Земле продолжали бы изменяться в благоприятную сторону, улучшалась бы как воздушная, так и водная среда. По-видимому, процесс самоулучшения длится не бесконечно; на каком-то этапе начнется деградация. Однако на любой стадии воздушная и водная оболочки не исчезнут — этому препятствует сила притяжения. Деградируя, они могут измениться в такой степени, что никакие живые организмы существовать не смогут и тогда биосфера навсегда исчезнет с лица Земли и последняя превратится в мертвое тело.

Своевременно и необходимо поставить вопрос о создании общей синтетической науки о природных водах. Такая необходимость исходит не только из общности происхождения всех природных вод, входящих в большой круговорот, но из единства ритмики всех видов природных вод, зависящей как от планетарных, так и от космических причин. Это единство ритмики движения охватывает не только природные воды, но и литосферу, а может быть и верхнюю мантию.

В изложенных прогностических высказываниях не учтена роль антропогенного фактора. Согласно некоторым весьма ориентировочным подсчетам, антропогенная часть речного стока с 7 % в 1957 г. возрастет к 2000 г. до 30 %. В ближайшие десятилетия будет наблюдаться удвоение поступления сульфатных ионов в реки через каждые 15 лет. Вполне понятно, что при указанных темпах нарушится нормальный ход эволюционного процесса и могут произойти совершенно неожиданные изменения в гидросфере.

В современную эпоху мы являемся свидетелями небывалых по своим темпам изменений в составе атмосферы, природных вод, почв и т. д. Однако подобные ускоренные преобразования в природе не являются результатом ее эволюции. Они искусственно вызваны хозяйственной деятельностью человека, и их следует рассматривать как нарушение естественного хода эволюции.

Список литературы

1. Т. 20. Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд.— 363 с.
2. Азизов А. И. Роль гипергенного калия в формировании его месторождений.— ДАН СССР, 1973, т. 209, № 4, с. 944—946.
3. Акульшина Е. П. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с. 109—115.
4. Акульшина Е. П., Ивановская А. В., Казанский Ю. П. Об условиях седиментации в позднем докембрии.— В кн.: Проблемы общей и региональной гидрогеологии. Новосибирск, 1971, с. 350—360.
5. Алекин О. А. Химия океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 248 с.
6. Алекин О. А. Основы гидрохимии.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— 443 с.
7. Аллатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразование.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 323 с.
8. Архангельский Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования солеродных зон в морских подоямах на примере нижнекембрийского эвалоритового бассейна Сибирской платформы.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 58—75.
9. Астахов И. С. Метеорные явления в атмосфере.— М.: Физматгиз, 1958.— 640 с.
10. Афанасьев Т. П. Гидрогеология и гидрогеохимия Поволжья.— М.: Наука, 1965.— 171 с.
11. Бабинцев Е. А. Подземные воды юго-запада Русской платформы.— Киев: Изд-во АН УССР, 1961.— 378 с.
12. Базыкин В. В. Солнце и жизнь на Земле.— М.: Знание, 1973.— 53 с.
13. Балашов Л. С. По поводу статьи А. Лейна «Эволюция гидросферы».— Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1949, т. 2, с. 231—234.
14. Балашов Л. С. Сурхай-Дарьинский артезианский бассейн.— М.: Изд-во АН СССР, 1960. 261 с.— (Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР. Т. 25).
15. Барабанов Л. П., Дислер В. Н. Азотные термы СССР.— М.: Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, 1968.— 120 с.
16. Барабанов В. И. Возраст и эволюция земного вещества.— М.: Наука, 1971.— 20 с.
17. Басков Е. А. Основные этапы истории подземных вод Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 61, с. 109—127.
18. Басков Е. А. Подземные минеральные воды и палеогидрогеология Восточно-Сибирской артезианской области: Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минерал. наук.— Л., 1967.— 64 с.
19. Басков Е. А. Палеогидрогеологические условия формирования гидротермальной минерализации в юго-западной части Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 134, с. 57—106.
20. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1975.— 169 с.

21. Баталин Ю. В., Касимов В. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования.— М.: Недра, 1973.— 205 с.
22. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов В. С. Закономерности размещения и перспективы выявления месторождений природной соды на территории СССР.— Советская геология, 1973, № 7, с. 57—73.
23. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза. — Известия АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 88—94.
24. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их образования.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск, 1977, с. 34—39.
25. Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1973, № 2, с. 20—36.
26. Берг Л. С. Труды по теории эволюции. 1922—1930.— Л.: Наука, 1973.— 225 с.
27. Бетехтин А. Г. Минералогия.— М.: Гостеолтехиздат, 1950.— 952 с.
28. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 3—26.
29. Благовидов В. В. Особенности неогенового соленакпления на территории СССР.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с. 38—43.
30. Благовидов В. В., Климов М. А., Кузнецов В. Т. Стратии и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР.— В кн.: Проблемы галогенеза. Т. 1. Новосибирск, 1977, с. 243—257.
31. Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды.— Метеорология и гидрология, 1946, № 4, с. 59—70.
32. Бойченко Е. А. Об эволюции окислительных функций биосферы.— Геохимия, 1967, № 8, с. 971—977.
33. Бойченко Е. А., Удельнова Т. М., Юферова С. Г. Эволюция восстановительных функций биосферы.— Геохимия, 1969, № 11, с. 1392—1397.
34. Бондарчук В. Г. Образование и законы развития земной коры.— Киев: Наукова думка, 1975.— 167 с.
35. Борисов А. А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.— 431 с.
36. Боровиков Л. И. О точности, истинности и достоверности в геологии.— В кн.: Проблемы развития советской геологии.— Труды ВСЕГЕИ, 1971, т. 177, с. 300—315.
37. Боровский В. М. О солеобмене между морем и сушей и многолетней динамике почвенных процессов.— Почвоведение, 1961, № 3, с. 1—11.
38. Ботвинкина Л. Н. Ритмы и циклы в осадочных горных породах.— М.: Знание, 1977.— 48 с.
39. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ.— Л.: Недра, 1969.— 207 с.
40. Бронский Н., Резников А., Яковлев В. В. И. Вернадский (к столетию со дня рождения).— Ростов и/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1963.— 104 с.
41. Бронштейн В. А. Планета Марс. — М.: Наука, 1977.— 95 с.
42. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 233 с.
43. Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 470 с.
44. Будыко М. И. Атмосферная углекислота и климат.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 32 с.

45. Валукин Г. Ю., Ходьков А. Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефти и газа.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.— 304 с.
46. Валяев Б. М. Образование и развитие материков и океанов.— М.: Знание, 1975.— 46 с.
47. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей.— М.: Изд-во МГУ, 1962.— 398 с.
48. Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана.— В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 97—104.
49. Валяшко М. Г. О содержании термина «галогеenez».— Геохимия, 1974, № 2, с. 313—315.
50. Валяшко М. Г. О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогеenezа.— В кн.: Проблемы галогеenezа. Т. 1. Новосибирск, 1977, с. 109—120.
51. Ваит-Гофф Я. Г. Исследование условий образования океанических соляных отложений.— М.: ОНТИ, 1936.— 344 с.
52. Варава К. Н., Вовк И. Ф., Негода Г. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна.— Киев: Наукова думка, 1977.— 159 с.
53. Васильковский Н. П. О геологической роли изменения уровня Мирового океана.— Труды Сиб. науч.-иссл. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья, 1960, вып. 13, с. 13—20.
54. Верзилли Н. Н., Верзилли Н. И., Верзилли Н. М. Биосфера, ее настоящее, прошлое и будущее.— М.: Просвещение, 1976.— 223 с.
55. Вернадский В. И. Проблема времени в современной науке.— Известия АН СССР. VII сер., отд-ние мат. и естеств. наук, 1932, № 4, с. 3—15.
56. Вернадский В. И. История природных вод.— М.: ОНТИ, 1933.— 1936.— 562 с.
57. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1.— М.: 1954.— 340 с.; Т. 2. М.: 1955.— 410 с.
58. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения.— М.: Наука, 1965.— 374 с.
59. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 44с.
60. Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 5—22.
61. Виноградов В. И. К вопросу происхождения вулканической серы.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., 1966, с. 40—45.
62. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана.— М.: Наука, 1967.— 213 с.
63. Виноградов В. И. Сколько лет Океану?— Природа, 1975, № 12, с. 50—57.
64. Виноградов А. П., Ронов Н. Б., Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород русской платформы.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1952, № 7, с. 33—50.
65. Виноградов А. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода фотосинтеза.— ДАН СССР, 1941, т. 33, с. 411—415.
66. Вильковский Я. А. Геология и общая теория эволюции природы.— Л.: Недра, 1971.— 94 с.
67. Власов Г. М., Борисов О. Г. Дифференциация магматических эмалей и значение кислотных изменений при поисках руд.— Записки Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, № 4, т. 98, вып. 5, с. 517—529.
68. Власова Н. К., Валяшко М. Г. Экспериментальное исследование по генезису хлоркальциевых вод.— В кн.: Материалы науч. семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 121—125.

69. Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли.— М.: Наука, 1973.— 168 с.
70. Войткевич Г. В., Холодков Ю. И. Следы древней жизни на Земле.— Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1976.— 97 с.
71. Волобуев Т. П., Никаноров А. М. Палеогидрохимия мезозойских отложений Восточного и Центрального Предкавказья.— Труды Сев.-Кавк. науч.-исслед. нефтяного ин-та, 1971, вып. 10, с. 183—194.
72. Вологдин А. Г. Земля и жизнь.— 2-е изд.— М.: Недра, 1976.— 238 с.
73. Вуд Д. Метеориты и происхождение солнечной системы.— М.: Мир, 1971.— 172 с.
74. Гавриленко Е. С. Гидрогеология тектоносферы.— Киев: Наукова думка, 1975.— 194 с.
75. Гавриленко Е. С., Деригольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли.— Киев: Наукова думка, 1971.— 271 с.
76. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.— 224 с.
77. Гангус А. А. Через годы времени.— М.: Мысль, 1973.— 174 с.
78. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород.— М.: Мир, 1974.— 271 с.
79. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 235 с.; Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 335 с.
80. Генезис сверхкрепких хлоридно-кальциевых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна по данным масс-спектрометрических определений дейтерия и O^{18} /Ю. Б. Селецкий, В. А. Поляков, А. В. Якубовский, Н. В. Исаев.— Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 4, с. 140—151.
81. Геологический словарь Т. 1. М.: Недра— 486 с.; Т. 2. М.: Недра, 1973.— 456 с.
82. Герасимов И. П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения.— М.: Наука, 1976.— 298 с.
83. Гершензон С. М. Молекулярная биология и теория эволюции.— В кн.: Философия в современном мире.— М., 1974, с. 72—89.
84. Гидрогеология Азии /Под ред. Н. А. Маринова.— М.: Недра, 1974.— 563 с.
85. Голынюк И. Н. Геохимические закономерности эволюции вулканизма (по результатам многолетнего статистического анализа).— Советская геология, 1976, № 10, с. 91—103.
86. Горцевский А. А. К вопросу о происхождении и причинах циркуляции гидротермальных растворов.— Записки Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, т. 100, вып. 6, с. 760—764.
87. Груза В. В. Методические проблемы геологии.— М.: Недра, 1977.— 180 с.
88. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии.— Л.: Недра, 1972.— 211 с.
89. Гуревич М. С. Некоторые факторы биогенного метаморфизма подземных вод.— Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1958, т. 16, с. 215—255.
90. Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах.— Труды ВСЕГЕИ, 1961, нов. сер., т. 61, с. 143—192.
91. Гудалов Л. К. Радиация воды как источник свободного кислорода в подземной гидросфере.— Геохимия, 1971, № 12, с. 1473—1481.
92. Давидович В. Е., Аболина Р. Я. Кто ты человечество? — М.: Молодая гвардия, 1975.— 171 с.
93. Давиташвили Л. Ш. Причины вымирания организмов.— М.: Наука, 1969.— 440 с.
94. Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых.— М.: Недра, 1971.— 195 с.

95. Давитая Ф. Ф. История атмосферы и динамика ее газового состава.— Метеорология и гидрология, 1971, № 2, с. 21—28.
96. Давитая Ф. Ф. Атмосфера и биосфера— прошлое, настоящее, будущее.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 34 с.
97. Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П., Катаева В. Н. О влиянии организмов на состав морской воды.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: Палеоэкологические проблемы. Новосибирск, 1974, с. 187—193.
98. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакоп-лений.— М.: Мир, 1971.— 283 с.
99. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические осо-бенности их формирования.— М.: Наука, 1975.— 178 с.
100. Дворцова К. И., Тащина М. В., Семенов А. И. Вул-канизм и рудообразование.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5.— М.: Недра, 1969, с. 332—376.
101. Деригольц В. Ф. Вода во вселенной.— Л.: Недра, 1971.— 222 с.
102. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Месхетели А. В. Под-земный сток в моря и Мировой океан.— М.: Недра, 1977.— 93 с.
103. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1960.— 353 с.
104. Жюли Д. История поверхности Земли.— М.: ОНТИ, 1929.— 120 с.
105. Дислер В. Н. Возможность направления эволюции углекислых вод и азотных терм области новейшего горообразования.— Бюллетень Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 3, с. 114—124.
106. Дрянов В. А. Загадочная биография Земли.— М.: Недра, 1975.— 128 с.
107. Дубинин Н. П. Эволюция популяций и радиация.— М.: Атом-издат, 1966.— 742 с.
108. Дубров А. П. Геомагнитное поле и жизнь.— Л.: Гидрометеиз-дат, 1974.— 175 с.
109. Дубровский Е. Семинар в Новосибирске.— Наука и религия, 1972, № 8, с. 38—39.
110. Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах: Включения минералообразующих сред — источник генетической информации.— М.: Недра, 1972, 1972.— 375 с.
111. Жарков М. А. Эволюция соленакпления в геологической исто-рии.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 260—299.
112. Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира.— М.: Недра, 1974.— 391 с.
113. Жданов Ю. А. Некоторые проблемы химической эволюции.— В кн.: Философские вопросы химии. Ростов н/Д, 1972, с. 21—23.
114. Жеребцова И. К. К вопросу о континентальном галогенезе.— В кн.: Проблемы галогенеза. Т. 1. Новосибирск, 1977, с. 124—128.
115. Забелин И. М. Физическая география и наука будущего.— М.: Географгиз, 1963.— 112 с.
116. Зайцев К. И., Толстихин Н. И. Закономерности распро-странения и формирования минеральных подземных вод.— М.: Недра, 1972.— 278 с.
117. Здановский А. Б. Галургия.— Л.: Химия, 1972.— 527 с.
118. Зенкевич Л. А. Материалы к сравнительной биогеноценологии суши и океана.— Журнал общей биологии, 1967, т. 28, № 5, с. 523—537.
119. Зенкевич Л. А. К вопросу о древности океана и его фауны.— В кн.: История Мирового океана.— М.: 1972, с. 77—82.
120. Зигель Ф. Ю. Планета Земля.— М.: Мысль, 1974.— 222 с.
121. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации.— М.: Недра, 1972.— 328 с.

122. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 202 с.
123. Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм.— Геохимия, 1961, № 5, с. 443—450.
124. Иванов В. В., Кононов В. И. Проблема генезиса терм регионов активного вулканизма.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 131—143.
125. Ивановский А. Б. Палеонтология и теория эволюции.— Новосибирск: Наука, 1976.— 64 с.
126. Изотопный состав атмосферной серы и его возможная эволюция в истории Земли /Ф. В. Чухров, В. С. Чуриков, Л. П. Ермилова, Л. П. Носик.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1977, № 7, с. 5—13.
127. Изотопный состав Н, О, С, Аг, нетермальных вод и газов Курло-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования /Е. А. Блсков, В. Е. Ветштейн, С. Н. Суриков и др.— Геохимия, 1973, № 2, с. 180—190.
128. Историческая геология: Учебное пособие /Под ред. Г. И. Немкова.— М.: Недра, 1974.— 318 с.
129. Итоги физико-химического изучения соляных отложений, минерализованных вод и рассолов Канско-Тасеевского района /А. Г. Васильевская, А. С. Колосов, Ю. П. Никольская и др.— В кн.: Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири. Новосибирск, 1965, с. 23—39.
130. Кадик А. А., Лебедев Е. В., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах.— М.: Наука, 1971.— 267 с.
131. Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью.— Геохимия, 1973, № 2, с. 163—180.
132. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976.— 271 с.
133. Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод.— Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 56—66.
134. Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения газовой и жидкой фаз как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— Геология и география, 1969, № 11, с. 39—43.
135. Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли.— М.: Мысль, 1970.— 283 с.
136. Калинин Г. П. Краткий обзор исследований водообмена в природе.— В кн.: Глобальный водообмен. М., 1975, с. 3—14.
137. Калинин М. К. Соленаккопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность.— М.: Недра, 1973.— 130 с.
138. Кальвини М. Химическая эволюция.— М.: Мир, 1971.— 238 с.
139. Камшилов М. М. Биотический круговорот.— М.: Наука, 1970.— 160 с.
140. Камшилов М. М. Эволюция биосферы.— М.: Наука, 1974.— 254 с.
141. Камшилов М. М. Эволюционная теория и научно-технический прогресс.— В кн.: Философия в современном мире. М., 1974, с. 216—237.
142. Каттерфельд Г. Н., Белеш К. Планетологическое сравнение Венеры и Земли.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 6—29.
143. Квасов Д. Д. Познечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы.— Л.: Наука, 1975.— 279 с.
144. Келлер Б. М., Лаврушин Ю. А. Великие оледенения в истории Земли.— М.: Знание, 1970.— 60 с.
145. Кеинеди Д. О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 26—34.
146. Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет.— Л.: Недра, 1967.— 146 с.
147. Кесарев В. В. Эволюция вещества Вселенной.— М.: Атомиздат, 1976.— 183 с.

148. Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн.— М.: Наука, 1964.— 239 с.
149. Ковда В. А. Биосфера и человечество.— В кн.: Биосфера и ее ресурсы. М., 1971, с. 3—15.
150. Козлова Н. Д. Геохимия и формирование подземных вод (на примере Среднего Дона).— М.: Наука, 1965.— 165 с.
151. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтеносной области.— М.: Недра, 1969.— 198 с.
152. Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин.— Киев: Наукова думка, 1972.— 261 с.
153. Коммоиер Б. Замыкающийся круг.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 278 с.
154. Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод.— М.: Наука, 1965.— 146 с.
155. Коренева В. И. Натрий и калий в речных водах СССР: Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. хим. наук.— Новочеркасск, 1977.— 24 с.
156. Корсинов Ю. Ф. Оценка роли континентального стока в метаморфизации раны древних солеродных бассейнов.— В кн.: Моделирование и физикохимия литогенеза. Новосибирск, 1976, с. 7—13.
157. Корсинов Ю. Ф. Происхождение некоторых гидрогеохимических особенностей подземных рассолов в связи с эволюцией солевого состава каменносолевых эвапоритовых формаций: Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук.— М., 1977.— 17 с.
158. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— Геология рудных месторождений, 1962, № 5, с. 3—15.
159. Косолапов А. И. Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 206 с.
160. Котлов Ф. В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города.— М.: Наука, 1977.— 170 с.
161. Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974, с. 96—140.
162. Криволуцкий А. Е. Жизнь земной поверхности.— М.: Мысль, 1971.— 407 с.
163. Кропоткин П. Н. Эволюция Земли: Происхождение, строение и геол. история Земли.— М.: Знание, 1964.— 95 с.
164. Кротова В. А. Фактор времени в формировании химического состава подземных вод.— Труды ВНИГРИ, 1960, № 6, вып. 155, с. 299—307.
165. Крылов И. Н. На заре жизни: Органический мир докембрия.— М.: Наука, 1972.— 104 с.
166. Кудельский Б. И. К вопросу о палеогидрологических условиях накопления пресных валозных вод в Днепровско-Донецком артезианском бассейне.— Советская геология, 1959, № 10, с. 113—121.
167. Кудельский А. В. Гидрогеология, гидрогеохимия иода.— Минск: Наука и техника, 1976.— 214 с.
168. Кузнецов С. И. Биогеохимия серы.— Известия АН СССР. Сер. биол., 1963, № 5, с. 13—21.
169. Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. И. Введение в геологическую микробиологию.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 239 с.
170. Кузьмин Е. Е., Посохов Е. В. Гидрохимия Северо-Западной части Среднесибирского плоскогорья.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 140 с.
171. Куприянов В. В., Скакальский Б. Г. Урбанизация и ее влияние на режим и качество подземных вод.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 172—182.

172. Куражковская Е. А. Диалектические концепции в геологии.— М.: Изд-во МГУ, 1970.— 239 с.
173. Лисицын А. П. Осадкообразование в океане.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
174. Личков Б. Л. К основам современной теории Земли.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.— 118 с.
175. Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современной гидросферы Байкальской рифтовой зоны.— Новосибирск: Наука, 1974.— 166 с.
176. Лукашев К. И. Введение в палеогеохимию земной коры.— Минск: Вышэйшая школа, 1974.— 237 с.
177. Макаренко Ф. А. Вода под землей.— В кн.: Круговорот воды, М., 1966, с. 86—105.
178. Мак-Крей У. Х. Происхождение солнечной системы. Обзор концепции и теории.— В кн.: Происхождение солнечной системы. М., 1976, с. 12—38.
179. Манихин В. И. К вопросу о растворимости сульфата кальция при высоких давлениях.— Гидрохимические материалы, 1965, т. 41, с. 192—197.
180. Маринов Н. А. Формирование химического состава подземных вод зон затрудненного и застойного режимов.— В кн. Гидрогеология Азии. М., 1974, с. 435—451.
181. Маркелова Л. П. Ключи к планетам.— М.: Знание, 1976.— 124 с.
182. Марков К. К. Палеогеография.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 202 с.
183. Марксистско-ленинская философия: Диалектический материализм.— 3-е изд.— М.: Мысль, 1975.— 335 с.
184. Мацуо С. О происхождении вулканических газов. В кн.: Геохимия современных вулканических процессов.— М.: Мир, 1965, с. 61—78.
185. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев: Наукова думка, 1973.— 287 с.
186. Мелюхин С. О диалектике развития неорганической природы.— М.: Госполитиздат, 1960.— 244 с.
187. Меркулов А. П. Самая удивительная на свете жидкость.— М.: Советская Россия, 1978.— 191 с.
188. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 638 с.
189. Михайлов Л. Е. Подземные воды Бухаро-Картинского нефтегазового артезианского бассейна.— Л.: Гостоптехиздат, 1962.— 166 с.— (Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Нов. сер. Т. 84. Вып. 12).
190. Монин А. С. История Земли.— Л.: Наука, 1977.— 227 с.
191. Набоко С. И. Современные фации гидротермально измененных пород.— В кн.: Труды II Всесоюз. вулканол. совещания. Т. 1. М., 1966, с. 130—136.
192. Найдин Д. П. Об изменении уровня Мирового океана в кайнозое.— Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., т. 46, 1971, вып. 3, с. 10—18.
193. Найдин Д. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии.— Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1977, т. 52(3), с. 5—11.
194. Наливкин Д. В. Учение о фациях.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956.— 393 с.
195. Нестеров Н. И. Тайны рождения нефти.— М.: Знание, 1960.— 47 с.
196. Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Шалаев Л. Н. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений Центрального и Восточного Предкавказья.— М.: Недра, 1972.— 210 с.
197. Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Шалаев Л. Н. О гидрогеохимических аномалиях в верхнемеловых отложениях южной части Восточного Предкавказья.— Труды Сев.-Кавк. нефтяного науч.-исслед. ин-та, 1969, № 8, с. 250—264.

198. Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Барцев О. В. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов.— М.: Недра, 1975.— 189 с.
199. Никитин М. Р. Ресурсы подземных вод повышенной минерализации на территории СССР и перспективы их использования для водоснабжения: Автореф. дисс. на соиск. учеп. степ. д-ра геол.-минерал. наук, М., 1974.— 47 с.
200. Ничипорович А. А. Фотосинтез.— Природа, 1967, № 6, с. 31—36.
201. Овенден М. В. Жизнь во Вселенной.— М.: Мир, 1965.— 120 с.
202. О взглядах по вопросам массопереноса в подземной гидросфере, изложенных в работах С. И. Смирнова в 1968—1971 гг. /В. Д. Бабушкин, Б. Ф. Маврицкий, А. И. Перельман и др.— Советская геология, 1974, № 3, с. 142—145.
203. Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1957, вып. 5, с. 126—142.
204. Опарин А. И. Жизнь, ее природа, происхождение и развитие.— М.: Наука, 1968.— 172 с.
205. Опарин А. И., Ферсман В. Г. Жизнь во Вселенной.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 224 с.
206. Павлов А. П. Геологическая модель общего круговорота воды.— Советская геология, 1974, № 6, с. 97—105.
207. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле.— Л.: Недра, 1977.— 142 с.
208. Павлов Д. И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенные рудообразования.— М.: Недра, 1975.— 101 с.
209. Пельш А. Д. Динамика десульфатизационного процесса.— Труды Соляной лаб. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гальургии, 1937, вып. 14, с. 27—42.
210. Перельман А. И. Очерки философии наук о Земле.— М.: Знание, 1972.— 47 с.
211. Перельман А. И. Геохимия биосферы: Науч.-попул. сер.— М.: Наука, 1973.— 166 с.
212. Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецкая В. С. Особенности состава рапы древних солеродных бассейнов на территории Украины.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1971, с. 59—60.
213. Петрулис Л. В. Зональные и интразональные подземные воды Литвы.— В кн.: Сборник статей XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Вильнюс, 1960, с. 410—444.
214. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангара-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1966—332 с.
215. Пиннекер Е. В. Гидрогеология— наука о подземной гидросфере.— Водные ресурсы, 1975, № 4, с. 130—133.
216. Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии: Закономерности распространения и формирования подземных вод.— М.: Наука, 1977.— 196 с.
217. Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазопосностью и соленостью.— Л.: Гостехиздат, 1963.— 346 с.— (Труды ВСЕГЕИ. Т. 89).
218. Планк М. Смысл и границы точной науки.— Вопросы философии, 1958, № 5, с. 3—10.
219. Подземные рассолы СССР.— Л.: Гостехиздат, 1976.— 110 с.— (Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер. Т. 246).
220. Подкорытов Г. А. Роль дедукции в познании.— Научные доклады высшей школы. Философские науки, 1960, № 4, с. 50—58.
221. Полесовой М. П. Проблема повторяемости в философии и естествознании.— Горький: Волго-Вятск. кн. изд-во, 1970.— 191 с.
222. Польшов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1934.— 340 с.

223. Поннамперума С. Происхождение жизни.— М.: Мир, 1977.— 175 с.
224. Посохов Е. В. Термальные источники Восточного Казахстана.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1947.— 142 с.
225. Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 187 с.
226. Посохов Е. В. Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 159 с.
227. Посохов Е. В. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлоркальциевого типа.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1962, т. 128, с. 43—81.
228. Посохов Е. В. О причине образования некоторых вертикальных гидрохимических зон.— Гидрохимические материалы, 1964, т. 31, с. 134—147.
229. Посохов Е. В. Гидрохимия.— Ростов н/Д: изд. Ростовск. ун-та, 1965.— 136 с.
230. Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 258 с.
231. Посохов Е. В. Факторы формирования химического состава атмосферных осадков.— Гидрохимические материалы, 1968, т. 46, с. 15—31.
232. Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 153 с.
233. Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод.— 2-е изд., доп.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 332 с.
234. Посохов Е. В. Сульфатные воды в природе.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 166 с. (Гидрохимические материалы. Т. 58).
235. Посохов Е. В. Гидрогеохимия: Курс лекций.— Новочеркасск: изд. Новочеркасск. политехн. ин-та, 1974.— 119 с.
236. Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия.— Л.: Недра, 1975.— 207 с.
237. Посохов Е. В. Формирование хлоридных вод гидросферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 246 с.
238. Посохов Е. В., Гордеев П. В. Гидрохимия грунтовых вод Черных земель.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1962, т. 128, с. 95.
240. Принц Е., Камне Р. Гидрогеология. Т. 2. М.: Сельхозгиз, 1937.— 312 с.
241. Природные изотопы гидросферы.— М.: Недра, 1975.— 277 с.
242. Проблема глубинного происхождения термальных вод в свете современной информации о глубинной гидросфере /А. И. Германов, И. М. Маврицкий, К. Е. Питьева и др.— Известия АН ССР. Сер. геол. 1972, № 8, с. 113—123.
243. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород.— М.; Л.: Гостинтехиздат, 1940.— 420 с.
244. Пустыльников А. М. Геохимическая модель кембрийского галогенеза Сибирской платформы.— В кн.: Моделирование и физикохимия литогенеза. Новосибирск, 1976, с. 57—63.
245. Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов.— М.: Наука, 1968.— 146 с.
246. Рабинович Е. Фотосинтез.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1951.— 648 с.
247. Разумных Н. В. Схема водного баланса мезокайнозоя и некоторые проблемы палеогидрологии.— Вестник ЛГУ, 1975, № 12, с. 76—85.
248. Резаиов И. А. Земная кора.— М.: Наука, 1974.— 158 с.
249. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование.— Новосибирск: Наука, 1977.— 100 с.
250. Ронов А. В. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5, с. 412—421.
251. Ронов А. В. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—744.
252. Ронов А. В. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— Геохимия, 1972, № 2, с. 137—148.

253. Ронов А. Б. Вулканизм, карбопатопакопление, жизнь: Закономерности глобальной геохимии углерода.—Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
254. Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора, М., 1957, с. 650—671.
255. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. М., 1969, с. 304—332.
256. Рутсен М. Происхождение жизни.— М.: Мир, 1973.— 411 с.
257. Рыковская А. Е. Проблема бессольфатности Соликамского калийного месторождения.— Труды Гл. геол.-развед. управления, 1932, вып. 43, с. 70—75.
258. Садыков А. М. Иден рациональной стратиграфии.— Алма-Ата: Наука, 1974.— 182 с.
259. Сауков А. А. Геохимия.— М.: Наука, 1975.— 480 с.
260. Сауков А. А. Геохимические очерки.— М.: Наука, 1976.— 556 с.
261. Семенов Н. П. Континентальная кора.— Киев: Наукова думка, 1975.— 198 с.
262. Сечевича А. М. Природа гидротермальных рудообразующих растворов.— М.: Т. 2.— М.: Недра, 1976.— 165 с.
263. Сидоренко А. В., Сидоренко А. С. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Советская геология, 1971, № 5, с. 3—11.
264. Силин-Бекчурин А. И. Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики.— Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 20, 1958, с. 3—28.
265. Силицын В. М. Палеография Азии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.— 268 с.
266. Силицын В. М. Эволюция геологических процессов.— Вестник ЛГУ. Отд. геол. и геогр., 1965, вып. 3, № 18, с. 5—14.
267. Силицын В. М. Введение в палеоклиматологию.— М.: Недра, 1967.— 322 с.
268. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в водах морей.— Труды Морск. гидрофиз. ин-та, 1960, т. 19, с. 3—20.
269. Славянов Н. Н. Учение В. И. Вернадского о природных водах и его значение.— М.: Изд. Моск. о-ва испытателей природы, 1948.— 122 с.
270. Смирнов И. Н. Эволюция живой природы как диалектический процесс.— М.: Мысль, 1975.— 161 с.
271. Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов.— М.: Недра, 1971.— 216 с.
272. Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод.— М.: Недра, 1974.— 263 с.
273. Созанский В. И. Геология и генезис соленосных образований.— Киев: Наукова думка, 1973.— 199 с.
274. Сойфер В. Н., Брезгунов В. С., Власова Л. С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов.— Геохимия, 1967, № 5, с. 450—458.
275. Соколов Б. С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных.— Вестник АН СССР, 1972, № 8, с. 48—54.
276. Соколовский Л. Г., Седлицкий В. И. Геохимические особенности происхождения высокоминерализованных рассолов Средней Азии.— Советская геология, 1970, № 7, с. 101—112.
277. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли.— М.: Недра, 1974.— 184 с.
278. Спиро Н. С. Связь состава поглощенного комплекса со средой осадкообразования: Автореф. дисс. на соиск. учин. степ. д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1965.— 36 с.
279. Спиро Н. С. Поглощенный комплекс морских отложений.— Сборник статей по геохимии осадочных пород, 1969, т. 161, вып. 4, с. 21—67.

280. Станкевич Е. Ф. О динамике подземных вод глубинных водонесных горизонтов осадочной толщи платформы.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 130—136.
281. Станкевич Е. Ф. Об участии вод континентального стока в питании солеродных бассейнов.— Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 131—134.
282. Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6, с. 3—32.
283. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 550 с.
284. Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 3—12.
285. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М.: Гостехиздат, 1963.— 535 с.
286. Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР.— М.: Наука, 1971.— 523 с.
287. Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР.— М.; Л.: Гостехиздат, 1935.— 367 с.
288. Султанходжаев А. Н. Ферганский артезианский бассейн.— Ташкент: Фан, 1972.— 245 с.
289. Сухарев Г. М., Морошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа.— М.: Гостехиздат, 1963.— 325 с.
290. Сыдыков Ж. С. Глубинные воды — первоисточник гидросферы.— Известия АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 1—13.
291. Сыромятников Ф. В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 96—103.
292. Тазисев Г. Вулкан становится лабораторией: Будущее науки. Междунар. ежегодник.— М.: Знание, 1973, с. 270—280.
293. Тарасов М. Н. Геохимия озера Балхаш.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 226 с.
294. Тейяр де Шарден П. Феномен человека.— М.: Прогресс, 1965.— 295 с.
295. Титов И. А. Взаимодействие растительных сообществ и условий среды.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— 389 с.
296. Томсон Д. Дух науки.— М.: Знание, 1970.— 174 с.
297. Тугаринов А. И. Геохимическая эволюция Земли.— Природа, 1967, № 11, с. 46—58.
298. Тугаринов А. И. Общая геохимия.— М.: Атомиздат, 1973.— 288 с.
299. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Эволюция химического состава земной коры.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1151—1159.
300. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1966.— 381 с.
301. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965. с. 78—101.
302. Уайт Д. Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 50—69.
303. Уайт Д. Е., Андерсен Е. Т., Груббе Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 167—172.
304. Уемов А. И. Аналогия в практике научного исследования: Из истории физико-математических наук.— М.: Наука, 1970.— 264 с.
305. Урсул А. Д. Информация.— М.: Наука, 1971.— 295 с.
306. Учителева Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна.— М.: Недра, 1974, 197.— 166 с.

307. Федосеев И. А. История изучения основных проблем гидросферы.— М.: Наука, 1975.— 207 с.
308. Фейгельсон И. Б. Воды нефтяных месторождений Нижнего Поволжья.— М.: изд. ГОСИНТИ, 1960.— 116 с.
309. Фейербридж Р. В. Значение известняков и их Са/Mg-отношения для палеоклиматологии.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968, с. 258—309.
310. Фейербридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 1.— М.: Мир, 1970, с. 357—386.
311. Ферроиский В. И. О происхождении гидросферы Земли по данным изотопного состава воды.— Водные ресурсы, 1974, № 4, с. 21—34.
312. Ферроиский В. И. Изотопный состав воды и происхождение гидросферы Земли.— В кн.: Природные изотопы гидросферы. М., 1975, с. 185—203.
313. Фивег М. П. Типы солеродных бассейнов.— Труды ВНИИГалургин, 1956, вып. 32, с. 102—110.
314. Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов: Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1961.— 36 с.
315. Фивег М. П. Методика поисков калийных солей.— Новосибирск: 1967.— 38 с.
316. Фивег М. П. К вопросу о закономерностях накопления ископаемых солей.— Советская геология, 1968, № 5, с. 153—160.
317. Философия в современном мире: Философия и теория эволюции.— М.: Наука, 1974.— 237 с.
318. Фишер А. Д. Опреснение океанов как причина вымирания морской фауны на рубеже перми и триаса.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968, с. 362—370.
319. Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни.— М.: Мир, 1975.— 374 с.
320. Формирование химического состава поровых растворов месторождений калийных солей /М. Г. Валяшко, Л. Г. Богашева, В. И. Борисенко, Л. З. Садыков.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1971, с. 142—143.
321. Хаин В. Е. Некоторые философские вопросы современной геологии.— Научные доклады высшей школы. Философские науки, 1958, № 2, с. 148—161.
322. Хаин В. Е. Происхождение материков и океанов.— М.: Знание, 1961.— 52 с.
323. Хаин В. Е. Место процессов океанообразования в геотектонической эволюции Земли.— В кн. История Мирового океана. М., 1971, с. 31—50.
324. Хаин В. Е. Геология на новых рубежах.— Природа, 1974, № 4, с. 68—75.
325. Хелгелсон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах.— М.: Мир, 1967.— 183 с.
326. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 34—44.
327. Хозацкий Л. И. О некоторых сторонах направленности эволюции.— Некоторые философские вопросы современного естествознания, 1973, вып. 1, с. 109—122.
328. Хорн Р. Морская химия.— М.: Мир, 1972.— 398 с.
329. Шварцев С. Л. Источник кальция, стронция и бария, крепких и сверхкрепких рассолов хлоридно-кальциевого типа.— Геология и геофизика, 1973, № 6, с. 23—30.
330. Швеи В. М. Органические вещества подземных вод.— М.: Недра, 1973.— 189 с.
331. Шкловский И. С. Вселенная. Жизнь. Разум.— 3-е изд.— М.: Наука, 1973.— 335 с.

332. Шмальгаузен И. И. Проблемы дарвинизма.— М.: Изд-во АН СССР, 1946.— 252 с.

333. Шмальгаузен И. И. Факторы эволюции: Теория стабилизирующего отбора.— 2-е изд.— М.: Наука, 1968.— 460 с.

334. Чирков А. М. О содержании Rn^{222} в гидротермах Камчатки.— ДАН СССР, 1971, т. 199, № 1, с. 202—203.

335. Экспериментальные и теоретические исследования процессов минералообразования /Ф. А. Летников, Т. В. Кашесва, И. К. Карпов, А. И. Киселева.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 104—117.

336. Юдахин Ф. Н. О соотношении рельефа и глубинного строения в передовых и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтепоисковых работах. Л., 1969, с. 51—55.

337. Янатьева О. К. Действие на доломит водных растворов гипса в присутствии угольной кислоты.— ДАН СССР, 1955, т. 101, № 5, с. 70—75.

338. Япшин А. Л. Основные проблемы соленакпления.— В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск, 1977, с. 5—15.

339. Berkner L. V., Marshall L. C. On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere.— J. Atmosph. Sci., 1965, vol. 23, p. 225—261.

340. Berkner L. V., Marshall L. C. Limitation on oxygen concentration in a primitive planetary atmosphere.— J. Atmosph. Sci., 1966, vol. 23, p. 133—144.

341. Bullian M. Deep submarine volcanism and chemistry of ocean.— Bull. Volcanol., 1955, ser. 2, vol. 17.

342. Chilingar J. W. Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age.— Bull. Amer. Assoc. petroleum geologist, 1956, vol. 40, N 9, p. 2256—2266.

343. Damon P. E., Kulp I. L. Inert gases and evolution of the atmosphere.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 13, N 4, p. 230—239.

344. Ellis A. J. Chemical equilibrium in magmatic gases.— Amer. J. Sci., 1957, N 6, p. 256.

345. Hofmann F. Der Dritte Karbonstratigraphische Kongress in Heerlon, 1951.— Phytol., 1951, vol. 3, N 3—4, S. 193—209.

346. Keith M. L., Anderson G. M., Eichler R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusc shells from marine and fresh-water environments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, vol. 28, N 11.

347. Lane A. C. The evolution of the hydrosphere.— Amer. J. Sci., 1945, vol. 243.

348. Quiring H. Antriebe der Lebensentwicklung.— Forsch. und Fortschr., 1959, Bd 33, N 2, S. 42—48.

349. Rubey W. W. Geologic history of sea water.— In: The origin and evolution of atmospheres and oceans. N. Y.: Wiley, 1964, p. 1—73.

350. Suess E. Das Anlitz der Erde. Bd 3.— Wien, 1909.— 850 S.

351. Wardlaw N. C. Unusual marine evaporites with salts of Calcium and Magnesium chloride in Cretaceous Basins of Sergipe, Brazil.— Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 2, p. 156—168.

352. Urey H. C. On the early chemical history of the earth and the origin of life.— Nat. Acad. Sci. Proc., 1952, N 38, p. 351—363.

353. Zo Bell C. E., Oppenheimer C. H. Some effects of hydrostatic pressure on the multiplication and morphology of marine bacteria.— J. Bacteriol., 1950, vol. 60, p. 771—781.

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1. О понятии «эволюция» и методе исследования	10
Глава 2. Обзор существующих представлений о химической эволюции гидросферы	20
Глава 3. О происхождении гидросферы Земли	43
Глава 4. О происхождении гидротерм и их химической эволюции	64
Глава 5. Эволюция литосферы как фактор химической эволюции гидросферы	79
Глава 6. Эволюция атмосферы как фактор химической эволюции гидросферы	94
Глава 7. Эволюция биосферы как фактор химической эволюции гидросферы	107
Глава 8. Круговорот солей как фактор химической эволюции гидросферы	118
Глава 9. Об эволюции соленакопления	135
Глава 10. Нижняя хлоридная гидрохимическая зона артезианских бассейнов как наследие древних гидросфер	158
Глава 11. Гидросфера в абиогенную стадию развития земной коры	171
Глава 12. Гидросфера в археозое	180
Глава 13. Гидросфера в протерозое	199
Глава 14. Гидросфера в палеозое	205
Глава 15. Гидросфера в мезозое	227
Глава 16. Гидросфера в кайнозое	245
Заключение	266
Список литературы	272