

# ОСНОВЫ ГИДРО · ГЕОЛОГИИ

---

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ  
И ИСТОРИЯ  
ВОДЫ  
В ЗЕМНЫХ НЕДРАХ

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

---

# ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

---

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Канд. геол.-мин. наук А. А. ДЗЮБА, д-р геол.-мин. наук И. С. ЗЕКЦЕР, канд. геол.-мин. наук К. П. КАРАВАНОВ, д-р геол.-мин. наук И. С. ЛОМОНОСОВ, д-р геол.-мин. наук Н. А. МАРИНОВ, д-р геол.-мин. наук Е. В. ПИННЕКЕР (председатель), канд. геол.-мин. наук Б. И. ПИСАРСКИЙ, д-р геол.-мин. наук Н. И. ПЛОТНИКОВ, д-р геол.-мин. наук О. Н. ТОЛСТИХИН, д-р геол.-мин. наук С. Л. ШВАРЦЕВ, чл.-кор. АН СССР П. Ф. ШВЕЦОВ, д-р техн. наук В. М. ШЕСТАКОВ, канд. геол.-мин. наук **В. Г. ЯСЬКО** (ученый секретарь).



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1982

---

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ ВОДЫ В ЗЕМНЫХ НЕДРАХ

---

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Е. В. ПИННЕКЕР

3798



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1982

**Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах/Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др. — Новосибирск: Наука, 1982.**

В книге достаточно полно изложена геологическая деятельность воды — участие в магматических, метаморфических и сейсмических процессах, осадочном породообразовании и гипергенезе, а также поведение в разных фазах и состояниях. Специально рассматривается ее роль в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых. Отдельные разделы посвящены масштабам созидающе-разрушительной работы воды и геологическим последствиям воздействия человека на подземную гидросферу.

История воды в недрах Земли излагается на основе палеогидрогеологического метода с использованием палеогидрогеодинамического, палеогидрогеохимического и палеогидрогеотермического подходов. Обосновывается диагностика генетического облика подземных вод на основе геолого-исторического анализа, по изотопным определениям и оценке возраста. При обсуждении многих проблем учитываются новые концепции и идеи в геологии.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов гидрогеологов, геологов, геохимиков, гидрологов, аспирантов и научных работников.

#### А В Т О Р Ы

Е. В. ПИННЕКЕР, Б. И. ПИСАРСКИЙ, С. Л. ШВАРЦЕВ, В. Г. ЯСЬКО,  
А. А. ДЗЮБА, И. Г. КИССИН, В. П. ЗВЕРЕВ, И. С. ЛОМОНОСОВ, О. Н. ТОЛ-  
СТИХИН, Н. А. ЖУРАВЕЛЬ, А. Д. НАЗАРОВ, Ж. А. ГЕРАСИМОВА

## ВВЕДЕНИЕ

Геологические судьбы воды — ее созидающе-разрушительная работа и собственная история в недрах Земли — привлекают к себе все большее внимание. Если до недавнего времени изучение этих проблем ограничивалось главным образом общими сведениями об участии воды в некоторых геологических процессах, то за последние 20—30 лет отношение к ним изменилось. Что же произошло? Во-первых, получена информация, характеризующая роль воды буквально во всех геологических процессах; во-вторых, ее появление и жизнь в недрах Земли получили историческую основу и, в-третьих, что, пожалуй, главное, геологическая деятельность воды сейчас изучается с помощью новых приемов, которые позволяют оценить ее иногда в количественном отношении.

Любой геологический процесс так или иначе связан с водой. В земной коре, выражаясь словами древних римлян, *aqua omnia sunt* (лат. — «вода существует везде»). Поэтому интерес к геологической деятельности воды проявляют ученые различных областей знаний (геологи многих специальностей, геофизики, геохимии и др.), т. е. изучение ведется многопланово, с разных точек зрения. В этом, несомненно, залог объективности.

Весьма важен исторический базис, названный палеогидрогеологическим методом. Хотя последний зародился около 50 лет назад, развитие он получил только с середины 60-х годов. Успешному развитию палеогидрогеологического метода способствовало его применение в прикладных целях (особенно при поисках месторождений полезных ископаемых) на стыке гидрогеологии со смежными дисциплинами.

Ощутимые результаты в изучении внутриземной жизни воды получены благодаря внедрению в гидрогеологию современных методов смежных наук, прежде всего физики и химии. Наиболее существенным из них (изотопному анализу, термодинамическому подходу и т. д.) в предлагаемом издании отдается предпочтение, когда это касается нерешенных проблем. С их помощью удалось в первом приближении оценить интенсивность и масштабы геологической деятельности воды в отдельных процессах.

Вместе с тем авторы предлагаемого выпуска «Основ гидрогеологии» старались не увлекаться цифровой оценкой роли воды в процессах планетарного ранга лишь на основании физико-химического эксперимента и формальных математических расчетов, памятуя о специфичности объекта исследований. Действительно, любой геологический процесс может быть уподоблен математической формуле с несколькими неизвестными. Вследствие неповторимости своей природы его сущность далеко не всегда поддается строгому логическому анализу. Будучи функцией времени, пространства и очень сложного сочетания термодинамических параметров, многие геологические феномены без серьезного упрощения нельзя «вложить» в рамки физико-химических или математических моделей. Поскольку получаемые в результате упрощений количественные оценки лишь очень приближенно характеризуют геологические процессы, в каждом слу-

чае требуется их критическое осмысливание. Поэтому во избежание субъективизма и ошибок при объяснении геологической деятельности воды нередко приходилось опираться не столько на количественную сторону, сколько на качественные, т. е. общегеологические, решения, не всегда подкрепленные числом и мерой. Тут, как говорил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, «решающий голос остается за геологией».

О роли воды в эволюции земной коры сейчас спорят много, да и сами геологические процессы, в частности глубинные, трактуются по-разному. Авторы монографии стремились осветить современные идеи в отношении геологических судеб воды, не впадая в крайности. Приводимый материал опирается на первоисточники и часто дополняется их собственными взглядами и разработками. К сожалению, в отдельных случаях из-за недостатка представительных фактов не удалось с надлежащей полнотой проследить геологическую историю воды. Это — задача будущего.

В данной книге, без сомнения, найдутся положения, с которыми не все согласятся. Это естественно, так как на ее страницах часто обсуждаются гипотезы с дефицитом исходных данных. Тем более такие, где затрагивается суть поведения воды в геологических процессах или где ее участие раньше даже не предполагалось. Проблемы эти не относятся к числу простых, многие из них вообще, по выражению В. И. Вернадского, пока находятся «вне области наших знаний». Единого мнения о них, к сожалению, нет, более того, нет оснований ожидать его в скором времени.

Отрадно то, что отдельные рассматриваемые здесь идеи так или иначе подтверждаются общегеологическими глобальными закономерностями, выявленными в последние годы. В этой связи хотелось бы упомянуть учение академика А. Л. Яншина об эволюции геологических процессов и развиваемую академиком А. В. Сидоренко и его последователями концепцию об изменении вещества земной коры под влиянием экзогенных процессов, которые полностью согласуются с представлениями авторов «Основ гидрогеологии».

До сих пор нет полной обзорной сводки, посвященной геологической деятельности и истории воды в земных недрах. В лучшем случае этот сложный комплекс проблем фрагментарно освещен в различных литературных источниках. Некоторые геологические процессы вообще не имели гидрогеологического осмысливания и рассматривались без учета созидающе-разрушительной роли воды.

Иногда можно слышать мнение, будто гидрогеология сузила свои задачи. Это отчасти справедливо: она еще не стала равноправной в ряду дисциплин, создающих новую теорию Земли. Авторами предпринята попытка преодолеть это несоответствие.

Цель предлагаемого издания — дать систематизированное и достаточное полное представление о геологической деятельности и истории воды в земных недрах.

В изучении рассматриваемых проблем заинтересованы как гидрогеологи, так и, несомненно, геологи и специалисты других областей знаний. К сожалению, поведение воды в недрах изучено еще недостаточно, например, влияние ее на физические поля Земли, хотя некоторые из полей, в частности геомагнитное, вряд ли формируются без участия воды. Надо полагать, что выполненная работа стимулирует дальнейшее изучение геологической деятельности воды.

Настоящий том «Основ гидрогеологии» опирается на сведения предыдущих выпусков («Общая гидрогеология», «Гидрогеодинамика» и «Гидрогеохимия»). Однако он вполне самостоятелен и отражает широкий круг вопросов, касающийся участия воды в эндогенных и экзогенных процессах, ее роли в локализации месторождений полезных ископаемых и геологической истории Земли. Авторы стремились к цельному представлению о подземной гидросфере. Другими словами, они поставили задачу дать не

просто сводку фактического материала о геологической роли воды, а книгу, в которой прослеживаются во времени и пространстве ее геологические судьбы.

Как современный опыт систематизированного изложения геологической деятельности и истории воды в земных недрах, настоящая монография не претендует на исчерпывающее изложение поднятых проблем и завершенность выводов. Вероятно, подобная книга, написанная другим коллективом авторов, будет характеризоваться иными позициями и содержанием. Поэтому не будем оценивать выполненную работу — об этом судить читателю.

Авторский коллектив глубоко признателен канд. геол.-мин. наук В. Н. Борисову, д-рам геол.-мин. наук Ф. А. Летникову, Е. А. Баскову и Г. М. Рогову, советы которых помогли при подготовке книги, а также В. А. Плешевенковой за помощь в оформлении.

# 1. ТЕРМОДИНАМИКА И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗЕМНЫХ НЕДР

## 1.1. НЕКОТОРЫЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ СРЕДУ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Эндогенные процессы (магматические, метаморфические и др.), характерные для больших глубин, протекают с иными, чем у поверхности земли, условиями геологической деятельности воды. Отличие прежде всего термодинамическое. Температура и давление — основные термодинамические параметры, определяющие не только характер взаимодействия в системе вода — порода, но и фазовое состояние раствора.

Гидрогеология имеет дело преимущественно с растворами. Свободные подземные воды, газово-жидкие включения в минералах или физически связанные (например, поровые) воды являются сложным раствором. Весьма разнообразен по составу и фазовому состоянию высокотемпературный газово-жидкий раствор, который выделяется при кристаллизации магмы и содержит воду в конденсированном или надкритическом состоянии.

Геологические процессы на больших глубинах протекают медленно. Даже если продукты химических реакций образовались в равновесных или близких к ним условиях, то в иной обстановке они длительное время могут находиться в стабильном состоянии. Именно поэтому в приповерхностных условиях, т. е. за пределами термодинамической области их устойчивости, сохраняются высокотемпературные и высокобарные минералы.

В дополнение к сказанному о влиянии температуры и давления на формирование состава подземных вод (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») следует обратить внимание на такие категории, как энтропия, свободная энергия, энтальпия и энергия активации (энергетический барьер). Характеристика их приводится в учебниках термодинамики, а применительно к геологии — в специальных работах [Земля. Введение..., т. 1, 1974; Рябчиков, 1975; и др.]. Кратко она такова.

Энтропия выражает меру необратимого рассеяния энергии, представляя функцию состояния термодинамической системы. Если система получает какое-то количество теплоты  $\delta Q$  при соответствующих значениях абсолютной температуры  $T$ , то дифференциальное определение энтропии  $S$  будет следующим:

$$dS = \frac{\delta Q}{T}. \quad (1.1)$$

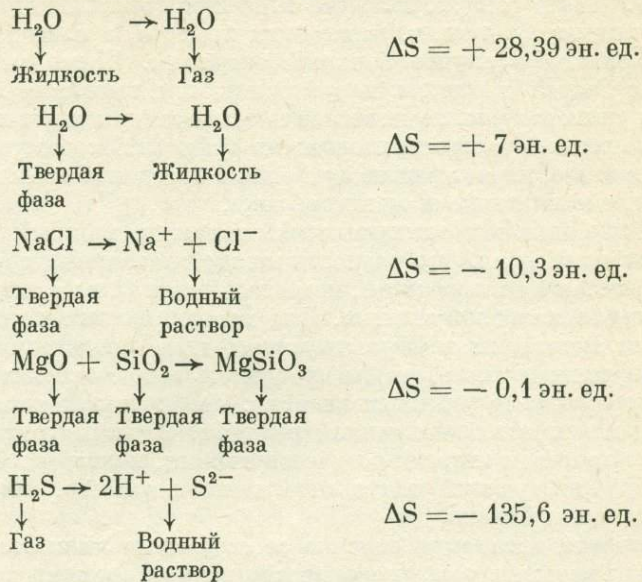
Разность энтропий в двух произвольных состояниях  $A$  и  $B$  позволяет дать ее интегральное определение:

$$S_B - S_A = \int_A^B \frac{\delta Q}{T}. \quad (1.2)$$

В природе возможны только такие процессы, при которых энтропия либо остается неизменной (обратимые процессы), либо возрастает (необратимые процессы) — этот вывод следует из второго начала термоди-

намики. Фундаментальное свойство энтропии заключается в том, что равновесие наступает, когда энтропия максимальна и превращается в постоянную величину. Любая изолированная система, у которой обмен тепла с окружающей средой отсутствует ( $\delta Q = 0$ ), самопроизвольно стремится перейти в состояние с максимальной энтропией, т. е. энтропия растет до тех пор, пока не достигнет состояния равновесия. Природные процессы обычно протекают необратимо ( $dS > \frac{\delta Q}{T}$ ): энтропия растет, но равновесие не наступает, т. е. она всегда меньше минимума  $dS$ , отвечающего равновесию.

Энтропийная единица (1 эн. ед.) равна 1 кал/град·моль. Изменение энтропии может быть положительным и отрицательным:



Энтропия возрастает с увеличением объема и при переходе от более упорядоченного состояния к менее упорядоченному — жидкости или газу. В случае реакции между твердыми телами  $\Delta S$  меняется незначительно. В растворах процессу диссоциации отвечают обычно отрицательные значения  $\Delta S$ .

Существует тенденция более быстрого протекания реакций по мере роста энтропии. Таковы многие процессы, сопровождающиеся увеличением температуры и давления (например, прогрессивный метаморфизм). В высокотемпературных растворах, как известно, преобладает комплексобразование: в случае нейтральных молекул их энтропия образования отрицательна, а при появлении катионных и анионных комплексов изменении энтропии положительно.

*Свободная, или гиббсова, энергия  $G$* , являясь изобарным потенциалом, определяется через внутреннюю энергию  $U$ , давление  $P$ , объем  $V$ , температуру  $T$  и энтропию  $S$ :

$$G = U + PV - TS. \quad (1.3)$$

В отличие от внутренней энергии, которая выражает энергию тела, зависящую от его внутреннего состояния, свободная энергия характеризует максимальную полезную работу, производимую системой в данном изотермическом и изобарическом процессе. Любой спонтанный процесс при постоянных  $P$  и  $T$  приводит к убыли свободной энергии. Если убыли нет, то мы имеем обратимый процесс, при котором реагенты и продукты реакции находятся в равновесии.

Многочлен  $U + PV$  в формуле (1.3) определяет *энтальпию*, или теплосодержание  $H$ . Знание энтальпии, как и свободной энергии в целом, очень важно для рассмотрения фазовых переходов (плавления, кипения и т. д.).

В соответствии с первым началом термодинамики и формулой (1.3) можно записать:

$$\left(\frac{\partial \Delta G}{\partial P}\right)_T = \Delta V \quad \text{и} \quad \left(\frac{\partial \Delta G}{\partial T}\right)_P = -\Delta S. \quad (1.4)$$

Из этих уравнений следует, что повышение давления сдвигает реакцию в том направлении, для которого величина  $\Delta V$  отрицательна; наоборот, повышение температуры будет приводить к положительным значениям  $\Delta S$ . Иначе говоря, высокие значения давления предпочтительны для фаз с малым объемом, т. е. плотных веществ, а повышенная температура благоприятна в случае большой энтропии. Поскольку протекающие в земных недрах процессы характеризуются высокими значениями и объема, и температуры, то повышение температуры и повышение давления в системе вызывают противоположные эффекты. Это обстоятельство, как мы увидим далее, играет решающую роль в поведении воды на больших глубинах, при магматизме и метаморфизме.

И еще один термодинамический параметр, важный в этом же плане, — *энергия активации*. Это разность между значениями средней энергии частиц, вступающих в реакции, и средней энергии всех частиц, находящихся в термодинамической системе. Для хорошо известного процесса диффузии энергия активации диффундирующего иона представляет энергию, которую он должен иметь, чтобы преодолеть *энергетический барьер*. Под последним понимаем минимум энергии, необходимый паре сталкивающихся частиц для протекания данной реакции. В рассматриваемом случае диффузии пороговая энергия создается ионами, непосредственно окружающими диффундирующий ион и отталкивающими его, когда он подходит к ним слишком близко.

Энергия активации связана со *скоростью химических реакций*. Связь эта выражается в том, что скорость всякой реакции зависит, во-первых, от числа ионов, атомов или молекул, имеющих в любой момент времени необходимый избыток энергии, и, во-вторых, от скорости, с которой возбужденные частицы преодолевают энергетический барьер. В целом же скорость химических реакций экспоненциально зависит от температуры, при этом реакции идут обычно гораздо быстрее в направлении, приводящем к возрастанию энтропии (например, плавление или испарение), чем в противоположном направлении (кристаллизация или конденсация).

Следует иметь в виду, что рамки применимости аппарата равновесной термодинамики к познанию процессов на больших глубинах определяются нижней границей распространения макропористой системы вода — порода. Как отмечает А. М. Блох (1980), при очень малых размерах вмещающего порово-трещинного пространства такая система не может быть описана методами термодинамики, поскольку находится «вдали от равновесия» и для ее характеристики нельзя использовать параметры, получаемые при лабораторных экспериментах. Вместе с тем структурные особенности воды в микропористой системе вода — порода обеспечивают возможность образования и переноса концентрированных растворов, неустойчивых при попадании в макропористую среду. При таком структурном скачке возникают условия минерало- и рудовыделения даже при отсутствии резкого изменения температуры, давления или других параметров.

Все это требует изучения поведения воды на больших глубинах не только с помощью термодинамического подхода, но и молекулярно-кинетического.

## 1.2. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В современных концепциях, объясняющих причины и характер обмена веществом между мантией и корой, а также процессы, протекающие в этих оболочках Земли, ведущее значение придается потоку восходящих — сквозьмагматических, или трансмагматических [по Д. С. Коржинскому, 1955], растворов, который большинством исследователей определяется как флюидный поток.

В книге «Общая гидрогеология» уже отмечалась неопределенность понятия «флюид», которому разные авторы придают различное содержание. Во избежание разночтения, здесь под флюидом понимается преимущественно ювенильная поликомпонентная смесь летучих веществ, существенным элементом которой является вода в надкритическом состоянии или продукты ее термической (свободные водород и кислород) и электролитической (протон  $H^+$ , гидроксил  $OH^-$  и кислородный ион  $O^{2-}$ ) диссоциации, считая надкритическим состоянием такое, когда в условиях высоких температур и давлений стирается грань между жидкостью и газом.

$H_2O$  может находиться во включениях кристаллов или между ними, а в виде гидроксила  $OH^-$  входит в состав ряда минералов, которые, по данным И. Куширо (1969), располагаются в слое мантии на глубине от нескольких десятков до 200 км. Источником воды служат также гидратные системы типа гидрогранатов  $Ca_3Al_2(OH)_{12}$  или соединений  $Mg_2(OH)_4$  и др. [Fyfe, 1970]. Кроме воды в составе флюида в различных количествах присутствуют  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2$  и другие газы. С физико-химических и термодинамических позиций эта смесь состоит из компонентов «водородного» ( $H_2O + H_2$ ) и «углеродного» ( $CO_2 + CO$ ) состава с очень незначительной концентрацией кислорода и ничтожным содержанием других газов [Маракушев, Перчук, 1974]. Миграция флюида из мантии в земную кору сопровождается изменением его химического состава в зависимости от температуры, окислительно-восстановительной обстановки и парциального давления составляющих флюид газов. Наиболее ярко это видно на примере соотношения между  $H_2O$  и  $H_2$  в реакции восстановления воды до водорода, протекающей с приращением свободной энергии ( $\Delta G$ ). С возрастанием температуры или понижением кислородного потенциала состав флюида изменяется в пользу водорода (восстановительные условия), а в верхних частях земной коры (понижение температуры или усиление окислительной обстановки) реакция смещается в сторону воды.

В настоящее время подавляющим большинством исследователей признается, что именно присутствие флюидного потока есть энергетическая основа обмена веществом и энергией между мантией и корой. Генерацию флюидной фазы, сингенетичной вмещающим породам, они связывают с ранней дегазацией Земли и дегидратацией водосодержащих минералов в мантии при возможном сочетании обоих процессов. Согласно концепции И. М. Волохова (1979), сквозьмагматические (по терминологии автора — интрателлурические) магнообразующие и метасоматические растворы — это легкоподвижные продукты дифференциации первичного вещества Земли, локализующиеся в подвижных зонах, которые, в свою очередь, контролируются глубинными разломами. В предлагаемой И. М. Волоховым модели глубинные разломы рассматриваются как важнейший фактор магматической активизации планеты.

Модель И. М. Волохова согласуется с построениями В. В. Хлестова (1975). Последний отрицает наличие регионального флюидного потока: скорость его могла бы максимально составить не более 1 м за 1 млн. лет, а это практически не вызовет дегазации земной оболочки. Реальная возможность восходящего потока допускается В. В. Хлестовым в локальных зонах значительных тектонических напряжений, иначе говоря, на участ-

ках глубинных разломов, где образуется связанная система разрывов большой вертикальной протяженности, что и обеспечивает поступление мантийных флюидов в пределы коры.

Ф. А. Летников с соавторами [Флюидный режим..., 1977] несколько расширяют сферу существования флюидов, относя к ней геосинклинальные системы, области рифтовых впадин и различного типа зоны тектономагматической активизации. Исходя из термодинамических предпосылок, они полагают, что в таких зонах глубинных дислокаций за счет приращения объема мантийного вещества возникает гравитационная неустойчивость и при достаточно длительном времени существования возможны аккумуляция флюидов и их конвективный перенос в верхние слои литосферы\*.

Поэтому, когда отдельные исследователи допускают наличие сплошных флюидных потоков фильтрационного [Григорьев, 1971] или диффузионного [Гавриленко, Дерпгольц, 1971] характера, то в свете современных общетектонических, геотермических и экспериментальных данных с этим трудно согласиться.

Из теоретических работ, содержащих объяснение механизма движения локальных флюидных потоков, наибольшим признанием пользуется концепция Д. С. Коржинского о сквозьмагматических (трансмагматических) растворах. В последние годы она приобрела много сторонников, успешно развивающих с различных позиций отдельные ее аспекты. Говоря о природе потока таких растворов, обеспечивающих перенос вещества, Д. С. Коржинский (1955, 1972) постулировал и качественно обосновал диффузионный его характер, особенно в глубинных условиях.

Последователи Д. С. Коржинского (В. А. Жариков, А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук и др.) представления о сквозьмагматических растворах развили и подкрепили данными экспериментов и термодинамических расчетов, вскрыв причины генерации и механизм движения флюидов. Так, В. А. Жариков (1959) полагает, что поток флюида в магме вызывается градиентом давления и может осуществляться различными способами (перемещением протона, гидроксильной группы, молекулярной воды и т. д.).

В настоящее время основными, хотя и дискуссионными признаются диффузионный и фильтрационный механизмы движения флюидов. Как уже отмечалось, диффузионный поток считается наиболее вероятным для мантии и глубинных зон коры, а фильтрационный — для гипабиссальных условий и вулканических очагов, при этом большое внимание уделяется так называемой пузырьковой форме фильтрационного переноса. Наиболее обстоятельное обоснование возможностей перемещения пузырьков в магме дано С. Мацуо [Matsuo, 1961]. Проведенные им расчеты позволили дать ориентировочную количественную оценку масштабов выделения воды (флюида?!) из расплава путем всплывания пузырьков пара. Методика его расчетов представляет интерес.

Скорость роста пузырьков определяется из уравнения Эйнштейна — Плезета:

$$\frac{\partial r}{\partial t} = \frac{D(C_i - C_s)}{P} \left( \frac{1}{2} + \frac{1}{\sqrt{\pi Dt}} \right), \quad (1.5)$$

где  $r$  — радиус пузырька;  $D$  — коэффициент диффузии воды в магме;  $C_i$  — содержание воды при образовании пузыря;  $C_s$  — концентрация насыщения;  $P$  — плотность воды в пузырьке;  $t$  — время.

Из этого уравнения (в первом приближении) получаем:

$$r = \sqrt{\frac{2D(C_i - C_s)}{P}} \cdot t. \quad (1.6)$$

\* Эволюция флюидного режима в недрах Земли на протяжении геологической истории изложена в томе «Общая гидрогеология» «Основ гидрогеологии» и поэтому в настоящем разделе не рассматривается.

При перемещении продолжается рост образовавшегося пузырька за счет диффузии в него воды.

Зависимость скорости роста пузырька ( $U$ ) от величины его радиуса выражается соотношением:

$$U = \frac{P \cdot g \cdot r^4}{12nD(C_i - C_s)}, \quad (1.7)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения.

Для принятой модели сферического магматического резервуара, с залеганием центра на глубине 7 км и его радиусе 2 км при температуре 1200°C, максимальный радиус пузырька за год может достигнуть  $2,6 \cdot 10^{-2}$  см.

Общую массу пузырьков ( $Q$ ), проходящую через определенное сечение магматического тела, можно определить по уравнению:

$$Q = PVn \int_0^t \frac{\pi}{3} \cdot r_{\max}^3(t) dt, \quad (1.8)$$

где  $V$  — объем сечения;  $n$  — скорость образования ядер (очагов зарождения) пузырьков.

Для установившегося процесса это уравнение упрощается:

$$Q = PVn \frac{\pi}{3} \cdot r^3. \quad (1.9)$$

С учетом данных по образованию пузырей в различных растворах С. Мацуо полагает, что в магме скорость образования ядер менее 0,1 мл/с.

В своих расчетах С. Мацуо пренебрегает объединением пузырей, что должно заметно влиять на скорость их роста. С учетом этого процесса А. А. Пэк (1968) предлагает расчет скорости гравитационного подъема пузырьков флюида (воды, газа) в расплаве вести по формуле Стокса, полученной для газовых пузырьков вязкой жидкости:

$$U = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{2gr^2}{9\mu} (P_p - P_\phi), \quad (1.10)$$

где  $\alpha$  — коэффициент, равный для случая жидкой среды и газового пузырька примерно 2/3;  $P_p$  — плотность расплава;  $P_\phi$  — плотность флюида.

Расчет по этой формуле для гранитных магм с вязкостью расплава  $10^4$  пуаз показывает, что скорость всплывания пузыря в нем может достигать 100 м/год ( $5 \cdot 10^{-4}$  см/с), что несоизмеримо выше данных С. Мацуо.

Движение флюидов через трещины, поры и межкристаллические пространства консолидированных пород, следуя А. А. Пэку (1968), происходит путем нормальной (свободной) фильтрации флюидного потока, отвечающей закону Дарси. Фильтрацией флюидов (свободной и в виде пузырьков) довольно объективно объясняется гранитизация и магматическое замещение в земной коре [Коржинский, 1955, 1972; Шарапов, Голубев, 1976; Волохов, 1979; и др.], а также многие типы метаморфических процессов.

Развитие представлений о флюидном режиме позволяет достаточно уверенно увязать глубинность протекания геологических процессов с обстановками минералообразования, специфичными для различных фациально-структурных зон земной коры. Термодинамические расчеты минеральных равновесий и обобщение петрологических данных свидетельствуют, что в направлении от глубинных зон Земли к близповерхностным происходит свойственная различным структурно-фациальным зонам смена восстановительной обстановки минералообразования окислительной [Тектоносфера Земли, 1978].

Так, в сложенных ультраосновными породами геосинклинальных и эвгеосинклинальных структурах восстановительный характер восходящих потоков флюидов сохраняется до самых верхних горизонтов земной коры. В орогенных зонах, особенно при наличии мощных терригенных толщ, окисление флюидов происходит более интенсивно и распространяется достаточно глубоко.

Процесс окисления флюидов экзотермичен и сопровождается выделением большого количества энергии. В связи с этим характер флюидного режима различных структурно-фациальных зон определяет специфику магматизма и метаморфизма на уровне земной коры; в глубинных мантийных условиях флюидный режим более стабилен [Маракушев, Перчук, 1974].

Флюидный режим влияет на генезис месторождений (особенно рудных) полезных ископаемых и гидротермальную деятельность. Интересным в этом отношении представляется проникновение в горизонты коры глубинных рассолов, богатых рудными компонентами. Для районов Красного моря и Калифорнии (США) такое проникновение считается установленным фактом, хотя есть мнения, отрицающие эту возможность (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология, Гидрогеохимия»). Появившиеся в последнее время предварительные данные по Кольской сверхглубокой скважине [Козловский, 1980] свидетельствуют о наличии на значительных (до 10,5 км) глубинах в гранитном слое земной коры газовой-жидких растворов высокой минерализации. Они вскрыты в трещинных зонах тектонических нарушений. Среди газов преобладают водород, азот, метан, гелий. Выявлены также зоны дробления с низкотемпературной гидротермальной минерализацией, а на глубинах свыше 7 км — проявления флогопитовой, мусковитовой, магнетитовой и сульфидной минерализации. Таким образом, можно достаточно уверенно говорить об активных гидротермальных процессах при наличии высоких давлений и температур в гранитном слое, которые, вероятно, не связаны с окислением флюидов. Расшифровка этих процессов — дело будущего.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Блох А. М. О термодинамических особенностях природной микропористой системы порода — вода. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 8, с. 115—123.
- Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.
- Гавриленко В. С., Деригольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наукова думка, 1971. 272 с.
- Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. Дренажная оболочка земной коры. М.: Недра, 1971. 263 с.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. 1959, М.: Изд-во АН СССР. 371 с.
- Земля. Введение в общую геологию/Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. В 2-х томах. М.: Мир, 1974. 845 с.
- Козловский Е. А. Впервые в мире. — Известия, 1980, № 237.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозь-магматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144—152.
- Куширо И. Состояние H<sub>2</sub>O в верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 21—27.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974 с. 102—130.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 146 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 532 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.

- Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования. Т. 3. М.: Наука, 1975, с. 87—122.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
- Fyfe W. S. Lattice energies phase transformations and volatiles in mantle.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, v. 3, p. 196—200.
- Matsuo S. The behavior of volatiles in magma.— *Journ. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 1961, v. 9, N 1, p. 101—103.

## 2. ВОДА КАК УЧАСТНИК МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

К магматическим в петрологии относят процессы выплавления магмы, ее дальнейшей эволюции и застывания. А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев (1961, с. 10) определяют их как «процессы, происходящие в огненно-жидкой магме при образовании изверженных пород». Магма — расплавленная масса, образующаяся в глубинных зонах Земли. Это сложный многокомпонентный раствор соединений целого ряда химических элементов с преобладанием силикатов.

Принято различать два главных типа магматизма: основной (преобладает в океанической коре и мантии) и кислый (в континентальной коре), причем участие воды в каждой разновидности магматического процесса трактуется различно. Выше, при рассмотрении флюидного режима, мы уже останавливались на воззрениях по этому вопросу. Здесь отметим лишь, что магматические расплавы в течение всего пути от места зарождения до места кристаллизации непрерывно взаимодействуют с флюидами, «растворяя» или выделяя водную фазу. Наиболее масштабно участие воды в магматизме проявляется, если рассматривать его с позиций новой глобальной тектоники (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»). На участках раздвижения океанического дна (спрединга) вместе с веществом мантии разгружаются ювенильные флюиды, водная часть которых связывается в серпентинитах. В зонах Бенъофа — Заварицкого (субдукции), наоборот, происходит погружение океанической коры, обогащенной водными минералами, в мантию. Водообмен на отмеченных этапах магматического преобразования вещества может характеризоваться гигантскими объемами.

### 2.0.1. Фазовое состояние водных растворов

В настоящее время закрепляется, а также аргументируется геофизическими данными [Магницкий, 1965; и др.] и результатами экспериментальных работ представление о том, что расплавление вещества как в мантии, так и в земной коре является процессом дискретным в пространстве и во времени и осуществляется в локализованных очагах [Белоусов, 1966; Петров, 1972]. Все больше исследователей склоняются в пользу концепции Н. Боуэна (1934) и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1937) о существовании двух родоначальных магм: базальтовой и гранитной, т. е. основной и кислой. В этом случае принимается, что генерация магмы происходит в условиях высоких температур и давлений, а вода в ней может находиться лишь в надкритическом состоянии.

Исследования последних лет поставили под сомнение представления о том, что при критической температуре воды (374°C) происходит полное разрушение водородных связей и переход всех молекул воды в мономерное состояние.

В. К. Семенченко и В. В. Баскакова (1965) пришли к выводу о наличии, наряду с газообразной, и жидкой фазы воды в надкритических условиях (при температуре 463°C и давлении 478 атм), что они объясняют эффектом повышенного давления. При сжатии газа уменьшается средняя длина свободного пробега молекул и каждая частица достаточно долго находится в сфере притяжения соседней. В результате возникают ассоциаты молекул, соединенных водородными связями, что физически соответствует жидкому состоянию воды.

В результате анализа состояния воды в надкритической области А. А. Штернберг (1962) и В. И. Кононов [Миграция..., 1974] показали, что наличие в воде димеров или каких-либо других ассоциатов возможно до температур 650—700°C. Они утверждают, что выше этой температуры вода при любом давлении не может находиться в жидком состоянии.

Наконец, С. Гамман с соавторами [David, Hamman, 1959, 1960; Hamman, Linton, 1966] на основе экспериментов с ударным давлением, а В. Гольцапфель и Е. Франк [Holzapfel, Franck, 1966] путем измерения статической проводимости установили, что при давлениях до 120—133 кбар и температурах до 800—1000°C резко возрастает электропроводность воды, которая становится сравнимой с электропроводностью концентрированного солевого раствора в стандартных условиях. Такая вода, сжатая до плотности 1,8 г/см<sup>3</sup> при сверхкритических температурах, по своему состоянию приближается к флюиду [Летников и др., 1976].

Таким образом, с современных позиций можно считать, что в магматических расплавах, образующихся при температурах и давлениях, соответствующих надкритическому состоянию воды, последняя может присутствовать как в газообразной, так и в жидкой фазе. Вместе с тем существует точка зрения [Тернер, Ферхуген, 1961], что в надкритической области совершенно несущественно, будет ли вода жидкой или газообразной. Важно то, что она является основным компонентом газовой фазы магмы, где кроме нее присутствуют CO<sub>2</sub>, HCl, HF, H<sub>2</sub> и другие газы, в отдельных случаях допускается повышенное содержание углекислоты.

## 2.0.2. Количество воды в магме

В настоящее время не имеется надежных критериев определения первоначальной концентрации воды в магме на глубине ее зарождения, так как вода и другие летучие легко удаляются из расплава при его подъеме к поверхности. Длительное время продолжалась дискуссия по проблеме наличия или отсутствия воды в глубинных магмах, но в последние годы подавляющее большинство исследователей пришло к выводу об обязательном присутствии воды в любых магмах.

О количестве воды в магматических расплавах имеются самые противоречивые суждения. Выводы базируются на косвенных данных, получаемых обычно с недостаточно высокой степенью достоверности. Остановимся на основных способах оценки содержания воды в магме.

**Определение соотношений между количеством газов и лавы при вулканических извержениях.** Расчеты, произведенные для отдельных вулканов С. И. Набоко, Дж. Ферхугеном, Ф. Фрисом и Г. Макдональдом [Кадик и др., 1971], определяют содержание летучих в лавах (среди которых абсолютно преобладает вода) в 0,7—4,0 вес. %. Высокое содержание воды в вулканических стеклах (5 вес. %) отмечал еще В. Эммонс (1925), И. М. Волохов (1979) для кислых вулканических стекол, известных в областях молодого вулканизма, приводит содержание воды, имеющей, несомненно, ювенильное происхождение, от 4 (перлиты) до 10 % (пехштейны).

Несколько иной подход, основанный на расчете энергии взрыва, связываемой с работой вулканического газа при расширении, мы находим

у Е. К. Мархинина (1967). Результаты его оценки по извержениям 10 крупных вулканов мира дают 0,7—4,0 вес. %  $H_2O$  для исходной магмы.

**Экспериментальные работы.** К ним прежде всего относятся эксперименты по оценке растворения воды в изверженных породах в условиях высоких температур и давлений, приближающихся к таким, которые могут существовать в магматических очагах. Для базальтовых расплавов установлено [Хитаров и др., 1959], что при температуре  $900^\circ C$  и давлении  $H_2O$  3000 атм в них может раствориться до 3,6% воды, а в гранитных расплавах (при тех же условиях) — до 6,7%. Еще большей (14,6%) была растворимость воды в гранитном расплаве при эксперименте с температурой  $1200^\circ C$  и давлением  $H_2O$  9000 атм [Хитаров и др., 1967]. Ранее Р. Рой и О. Татл (1958) показали, что для давлений в земной коре на глубине до 15 км растворимость воды в гранитном расплаве ограничена 9% по весу. Суммируя экспериментальные данные различных исследователей, А. И. Перельман (1979) указывает, что в условиях больших давлений  $H_2O$ -гранитная магма максимально способна растворить 22% воды, базальтовая — 14%.

У петрологов нет единого мнения о формах растворения воды в силикатных расплавах в случае повышенных давлений. При химическом растворении вода реагирует в расплавах, взаимодействуя с кислородом окиси кремния по схеме [Шарапов, Голубев, 1976]:  $H_2O_{\text{газ}} + O_{\text{распл}}^{2-} \rightleftharpoons 2OH^-$ , что позволяет по растворимости воды определить основность расплава [Scholze, 1966]. Имеется ряд работ [Орлова, Рудницкая, 1965; и др.], в которых доказывается, что часть воды растворяется в молекулярной форме, т. е. физическим путем.

Вода является главным летучим компонентом, резко изменяющим температуру плавления силикатных систем, на чем основано определение содержания воды в магме в начале ее кристаллизации. Такой метод расчета для системы альбит — ортоклаз — анортит — кремнезем впервые применен О. Таттлом и Н. Боуэном [Tuttle, Bowen, 1958] и заключается в сопоставлении данных по химическому составу магматических пород и диаграмм плавления, полученных в результате экспериментов. Моделирование, т. е. кристаллизация в лаборатории при различных условиях, в настоящее время часто применяется петрографами, особенно для вулканических пород. Дальнейшее усовершенствование этого метода [Кадик и др., 1971; Рябчиков, 1975] базируется на вычислении термодинамических параметров по экспериментальным данным о растворимости воды в силикатном расплаве с последующим расчетом равновесия системы силикат — вода при  $P_{H_2O} \leq P_{\text{общ}}$ . В опытах учитываются объемный и тепловой эффекты растворения воды в расплаве.

Объемный эффект может быть рассмотрен на примере насыщенного водно-альбитового расплава. В опытах с давлением до 5000 атм и температуре  $1200^\circ$  установлено, что мольный объем водно-альбитового расплава почти линейно зависит от мольной доли воды, причем  $P$  и  $T$  практически не оказывают существенного влияния на объем. Величина парциального мольного объема воды ( $\bar{V}_{H_2O}$ ) оценена в  $12 \text{ см}^3/\text{моль}$ , а расплава ( $\bar{V}_{H_2O+al}$ ) почти в 2 раза больше.

Влияние температуры на растворимость воды при постоянном давлении описывается уравнениями [Кадик и др., 1971]:

$$\left( \frac{d \ln N_{H_2O}}{dT} \right)_P = - \frac{S_{H_2O} - \bar{S}_{H_2O}}{RT} - \left( \frac{d \ln \gamma_{H_2O}}{dT} \right)_P \quad (2.1)$$

или

$$\left( \frac{d \ln N_{H_2O}}{dT} \right)_P = - \frac{H_{H_2O} - \bar{H}_{H_2O}}{RT^2} - \left( \frac{d \ln \gamma_{H_2O}}{dT} \right)_P, \quad (2.2)$$



где  $N_{H_2O}$  — мольная доля воды;  $\gamma_{H_2O}$  — кинетическая вязкость воды;  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $S_{H_2O}$  и  $\bar{S}_{H_2O}$  — мольная энтропия воды в поровой фазе и парциальная мольная энтропия воды в насыщенном водно-силикатном расплаве;  $H_{H_2O}$  и  $\bar{H}_{H_2O}$  — аналогичные значения энтальпии.

Расчеты, выполненные для водно-альбитового расплава (температура  $1000^\circ\text{C}$ ), показали, что при изменении давления от 200 до 10 000 атм (отвечает изменению содержания воды от 2 до 24 вес. %) парциальная мольная энтальпия увеличивается от 10,7 до 20,5 ккал/моль, т. е. вдвое. В результате опытов выяснено; при давлениях до 3000 атм выделение воды из насыщенного водно-силикатного расплава сопровождается поглощением тепла, а с дальнейшим ростом давления до 5000 атм тепловой эффект приближается к нулевому значению. В случае давлений выше 5000 атм растворимость воды с ростом температуры увеличивается и процесс сопровождается выделением тепла.

Очень важна оценка теплового эффекта плавления силикатов в присутствии воды. При низких давлениях ( $P_{H_2O}$  до 2000 атм), когда мольный объем водной паровой фазы ( $V_{H_2O}$ ) весьма велик, тепловой эффект плавления можно определить по уравнению

$$\Delta H \cong \frac{T \cdot N_{H_2O} \cdot V_{H_2O}}{\left(\frac{dF}{dP}\right)}, \quad (2.3)$$

где  $\Delta H$  — теплота плавления.

Расчеты, произведенные для водно-альбитового расплава, показали, что  $\Delta H$  альбита в «сухих» условиях примерно в два раза выше, чем при наличии воды, т. е. переход силикатного вещества в расплавленное состояние в присутствии воды сопровождается гораздо меньшим тепловым эффектом, чем «сухое» плавление силикатов [Кадик, 1971; и др.]. Эти и другие эксперименты и расчеты с использованием термодинамических данных позволили в конечном счете сделать вывод, что наиболее вероятно исходное содержание воды в кислых магмах, равное  $2 \pm 1$  вес. % [Рябчиков, 1975], т. е. не высоко. Но ведь при кристаллизации пород вода может совсем не войти в состав минералов, либо входит в первичные минералы (биотит или роговую обманку) лишь частично, выделяясь из магмы при ее движении и кристаллизации, что позволяет оценивать количество воды в исходном расплаве лишь косвенно. Правда, для кислых пород О. Таттл и Н. Боуэн приводят аналогичную цифру концентрации воды (2 вес. %) в расплаве риолитов при давлении ее паров 500 атм. Х. Иодер и У. Тилли [Yoder, Tilley, 1962] экспериментально установили, что кристаллизация амфиболов из базальтовых расплавов происходит при давлении воды, превышающем 1400 бар, что должно отвечать содержанию  $H_2O$  в расплаве 3—4 вес. %. Видимо, это возможная концентрация воды в магмах основных пород, содержащих первичную роговую обманку. Д. Грин [Green, 1969] также на основе экспериментов называет вероятную концентрацию  $H_2O$  для магмы оливиновых базальтов 2 вес. %, а щелочных — 2—5 вес. %.

Кристаллизация водных минералов (биотит, амфибол) из гранитных магм, по данным экспериментов, возможна при давлении паров более 500 атм, что отвечает концентрации воды 3 вес. %, а дальнейшее увеличение содержания  $H_2O$  (и соответственно давления ее паров) сопровождается ростом количества водных минералов. А. А. Кадик и соавторы (1971) на основе этих данных полагают, что гранитные магмы содержат не менее 3 вес. %  $H_2O$ .

Оценка содержания воды в различных магматических породах. При производстве химических анализов магматических пород обычно определя-

ют две формы воды: 1) освобождающуюся из породы при нагревании до 110°C ( $H_2O^-$ ); 2) выделяющуюся при более высокой температуре ( $H_2O^+$ ). Можно полагать, что суммарная концентрация воды ( $H_2O^- + H_2O^+$ ) в определенной степени отражает ее содержание в исходной магме.

В имеющихся многочисленных публикациях обычно приводится содержание воды в магматических породах, которое не сопоставляется с возможным количеством  $H_2O$  в исходных расплавах. Так, по достаточно представительным данным Ф. У. Кларка [Эммонс, 1925], вычислившего среднее значение 959 определений в образцах из различных районов Земли, количество воды в изверженных породах составляет 1,89 вес. %. Для производных пород гранитной магмы в результате более 1000 химических анализов получена величина весовой концентрации воды 0,5—1,7% [Соловьев, 1970], а ее среднее содержание в базальтах определено в 1,62 вес. % [Gilluly, 1937]. По отдельным районам приводится более низкая концентрация воды в основных лавах: для Камчатки и Курильских островов [Толстухин, 1961] — 0,4 вес. %, а для Гавайских островов — 0,83 вес. % [Hamilton, Anderson, 1968].

Насколько же близко соответствие содержания воды в породах и исходной магме? По мнению А. А. Кадика с соавторами (1971), количество первичной воды в магме при ее кристаллизации может сохраняться, если магма была достаточно быстро охлаждена под давлением большим, чем давление воды в насыщенном расплаве. Однако реальность такой ситуации подвергается сомнению, так как наиболее быстрое охлаждение магматического расплава происходит при вулканических извержениях, сопровождающихся значительным понижением давления и соответственно большой потерей первичной воды. Исходя из этого, нам представляется, что содержание  $H_2O$  в магматических породах, полученное в результате химических анализов, отражает минимальное количество воды в исходной магме. Косвенным доказательством такого утверждения может служить сопоставление общего содержания воды в породах щелочных формаций восточной части Балтийского щита и исходных магмах, проведенное А. А. Кухаренко (1971). Для щелочно-ультраосновной формации содержание воды оценено в 0,66% (породы) и 2,6% (магма), а для нефелин-сиенитовой формации соответственно 0,88 и 2,37%.

Изучение расплавленных включений в фенокристаллах минералов. В последние десятилетия проводятся исследования жидких включений в минералах, результаты которых также позволяют по расчету температуры гомогенизации (достижения однофазного состояния) расплавленных включений в фенокристаллах (крупных кристаллах среди мелкой массы) дать прогноз содержания воды в магмах. Расчеты для вулканических пород (базальтов и андезит-дацитов) показывают, что температура гомогенизации первичных расплавленных включений в минералах этих пород

Таблица 2.1

Содержание воды в магмах (вес. %) по различным данным

Метод оценки	Базальтовая магма	Гранитная магма
По соотношению масс газов и лавы и расчетам энергии взрывов при вулканических извержениях	0,7—10,0	—
По экспериментальным данным о растворимости воды в расплавах	2,0—14,0	6,7—22,0
По экспериментальным данным о влиянии воды на фазовые равновесия в магмах	2,0—5,0	3,0
По содержанию воды в магматических породах	0,4—1,6	0,5—1,7
По температуре гомогенизации расплавленных включений в фенокристаллах	2,0	6,0

лежит в пределах 1150—1350°C, т. е. ниже начальной температуры магмы на 100—150°C. Сопоставление этих данных с экспериментальными, по мнению В. С. Соболева [Тектоносфера Земли, 1978], свидетельствует, что содержание воды в магмах эффузивных пород редко достигало 2 вес. %. Этот метод считается самым надежным.

Определение температуры гомогенизации вторичных расплавленных включений в залеченных трещинах кристаллов показывает, что она составляет 1050—1150°C и близка к температуре изливающихся кислых лав. По данным И. Т. Бокуменко [Магматическая кристаллизация..., 1975] и Р. Клочиатти [Clocchiatti, 1975], в таких лавах содержание воды может достигать 6 вес. %.

Суммируя результаты различных методов определения количества воды в магмах (табл. 2.1), заметим, что ни один из них не дает достаточно достоверных величин, в связи с чем решение этого важного геохимического вопроса является делом будущего. Однако эти данные можно интерпретировать как характеризующие минимальные (по количеству воды в магматических породах) и максимальные (по растворимости воды в расплавах и энергии взрывов) пределы.

Очевидно, что в основной (мантийной) магме количество воды редко превышает 2 %, колеблясь при этом от 0,5 до 3,5 %. Для кислой (коровой) магмы оно достигает порядка 4—10 %. Средняя концентрация H<sub>2</sub>O в магме, принимаемая за 7 % (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»), представляется близкой к реальной.

### 2.0.3. Поведение воды при магматизме

Даже если присоединиться к мнению исследователей, отрицающих повышенную концентрацию воды в магме (особенно мантийной), ее чрезвычайно важная роль в различных сторонах магматических процессов вряд ли вызывает сомнение. Вода является одним из основных летучих компонентов магмы. Обладая высокой энергией активации (см. раздел 1.1), она оказывает большое влияние на фазовые равновесия в магматических системах и на физические свойства силикатных расплавов и в связи с этим играет главную роль в процессах образования и дифференциации магматического вещества. Как же вода конкретно влияет на возникновение и протекание магматических процессов?

1. *Вода является одним из основных энергетических источников магматизма.* И. В. Волохов (1979), суммируя данные различных исследователей об источниках энергии при магмогенетических построениях, указывает на наличие значительных трудностей и противоречий при решении этого вопроса с позиций «сухого» магмообразования. И действительно, силикатный магматический расплав может существовать только при условии постоянного притока в магматическую систему энергии на всех этапах магматического процесса. В разное время источниками такой энергии назывались: распад радиоактивных элементов, разрядка напряжений при различных тектонических процессах, генерация глубинного тепла и т. д. Проверка и обсуждение этих энергетических моделей [Тернер, Ферхуген, 1961; Белоусов, 1966, 1969; Петров, 1972; и др.] показали, что все эти и другие источники энергии «как в отдельности, так и в той или иной совокупности не могут обеспечить в достаточной мере ни один из известных типов магматизма» [Волохов, 1979, с. 38].

Однако эта проблема может быть решена с позиции признания ведущей роли воды в энергетике магматических процессов. Основой для такого вывода является установленная в экспериментах способность воды снижать температуру кристаллизации силикатных расплавов, а также очевидные преимущества конвективного переноса тепла и энергии легкоподвижными

сквозьмагматическими растворами. Некоторые аспекты этой проблемы более подробно будут рассматриваться ниже.

2. *Присутствие воды — одна из вероятных причин плавления мантийного вещества.* Понижение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и повышение электропроводности астеносферного слоя подавляющее большинство исследователей связывают с частичным плавлением мантийного вещества, а причиной плавления чаще всего называется присутствие  $H_2O$  и  $CO_2$ , снижающих температуру плавления [Куширо, 1969; Wyllie, 1971; Green, 1972]. Именно этот процесс придает астеносферному слою свойство легкой деформируемости и пониженной вязкости [Артюшков, 1966]. Представления Д. С. Коржинского (1972) о сквозьмагматических растворах также базируются на их зарождении в мантии. Ориентировка на наличие флюидов в мантии позволяет удовлетворительно объяснить возникновение очагов мантийных расплавов [Флюидный режим..., 1977].

3. *Вода вызывает существенное изменение физических свойств магмы,* что достаточно четко установлено для плотности, вязкости и электропроводности [Кадик и др., 1971]. Тем самым вода влияет на подвижность и реакционные свойства магмы

Разуплотнение магмы в присутствии летучих не нуждается в особых комментариях. Что же касается вязкости, то она сильно уменьшается при наличии воды. В качестве примера можно сослаться на опыты Ж. Сабатье [Sabatier, 1956] с гранитным материалом. При давлении 1000 бар, температуре  $800^\circ C$  и содержании воды 6 вес. % вязкость расплава составляла  $1,8 \cdot 10^6$  пуаз. В то же время стекло аналогичного состава при отсутствии воды и атмосферном давлении имеет вязкость  $6 \cdot 10^{14}$  пуаз. Здесь следует заметить, что по данным экспериментов и теоретическим расчетам давление оказывает малое влияние на вязкость гранитных расплавов, и в связи с этим правомерно сравнение результатов экспериментов при малых и больших давлениях.

Как показали А. А. Кадик и соавторы (1971), для насыщенных водой гранитных расплавов в области давлений до 3000 атм и температур  $1000—1400^\circ C$  вязкость почти линейно зависит от концентрации воды. Аналогичные данные авторы приводят для основных магматических расплавов. При температуре  $1200^\circ C$  в «сухом» расплаве базальта вязкость составляет около  $1 \cdot 10^4$  пуаз, а в присутствии 4,5 вес. %  $H_2O$  — лишь 15 пуаз, снижаясь при температуре  $1400^\circ C$  и 6 вес. %  $H_2O$  до 7—10 пуаз. Значительное влияние даже небольших количеств воды на вязкость магматических расплавов свидетельствует о ее существенном значении в повышении подвижности магм, а следовательно, в интенсификации теплопереноса в условиях естественной конвекции. Так, при добавлении к «сухому» гранитному расплаву 2 вес. %  $H_2O$  его вязкость уменьшается на 3 порядка, а интенсивность переноса тепла и вещества возрастает почти на порядок.

4. Как уже отмечалось, вода является главным летучим компонентом, резко понижающим температуру плавления силикатных пород, причем снижение температуры, по сравнению с «сухими» силикатами, равновесными с летучей фазой, может достигать  $300—600^\circ C$  [Тектоносфера Земли, 1978]. Это положение хорошо иллюстрируется рис. 2.1, построенным для системы гранит — вода при различных

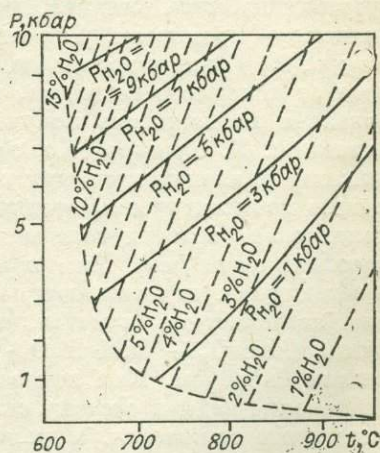


Рис. 2.1. Плавление гранитов с переменным количеством воды [Рябчиков, 1975].

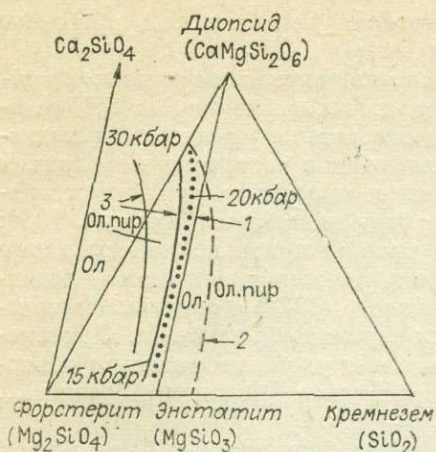


Рис. 2.2. Изменение плавления в системе форстерит — диопсид — кремнезем в зависимости от давления в присутствии воды и углекислоты (по Эгглеру).

Линии плавления: 1 — для «сухой» системы; 2 — для системы с  $H_2O$ ; 3 — для систем с  $CO_2$ . Здесь и далее: Ол — оливин, Ол. пир. — оливиновый пироксен.

сочетаниях общего ( $P$ ) и водного ( $P_{H_2O}$ ) давления.

Понижение температуры плавления ( $T_{пл}$ ) таких распространенных минералов, как альбит, анортит и диопсид, с ростом  $P_{H_2O}$  в диапазоне давлений 100—1000 атм может быть определено по эмпирической формуле,

предложенной А. А. Кадиком (1971):

$$T_{пл} = m - n \ln P_{H_2O}, \quad (2.4)$$

где  $m$  и  $n$  — константы уравнения.

Снижение температуры плавления альбита по мере увеличения величины  $P_{H_2O}$  по экспериментальным данным хорошо видно из следующих данных:

Давление воды, атм	Температура плавления, °С
1	1110
100	1000
500	970
1000	910
2000	850

Переход силикатного вещества в расплавленное состояние в присутствии воды сопровождается гораздо меньшим тепловым эффектом, чем плавление «сухих» силикатов, что очень важно для оценки процессов магмообразования в земной коре, где допускается [Кадик, 1971] плавление при наличии значительных количеств воды.

5. Вода в значительной степени определяет процесс кристаллизации магм и состав выплавки. В мантии, если принять, что она состоит преимущественно из перидотитов, т. е. частичное плавление происходит в присутствии избытка оливина, наиболее показательна система форстерит — диопсид — кремнезем. Для низких давлений давно выявлено [Andersen, Bowen, 1914] инконгруэнтное, т. е. с получением состава расплава, отличного от исходного вещества, плавление энстатита ( $MgSiO_3$ ) и тем самым показана возможность получения кислых выплавки из пород, богатых оливином. И. Куширо [Kushiro, 1969] показал, что для этой системы повышение давления приводит к повышению температуры плавления и смещению перитектической точки (точки, отвечающей составу расплава инконгруэнтно плавящегося материала с присутствием кристаллической и расплавленной фаз). Уже при давлении 5 кбар эта точка превращается в эвтектическую (отвечающую наиболее легкоплавкой смеси из нескольких компонентов, кристаллизующихся одновременно), а пироксеновая линия ( $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$ ) на диаграмме (рис. 2.2) становится термическим барьером. Как показал Д. Эгглер [Тектоносфера Земли, 1978], добавление воды в систему сказывается весьма своеобразно: температура плавления снижается, а перитектическая точка смещается в обратном направлении, что значительно расширяет возможность выплавки кислого состава. Наряду с влиянием воды на сдвиг перитектической точки оливин — пироксен должно воздействовать добавление и других компонен-

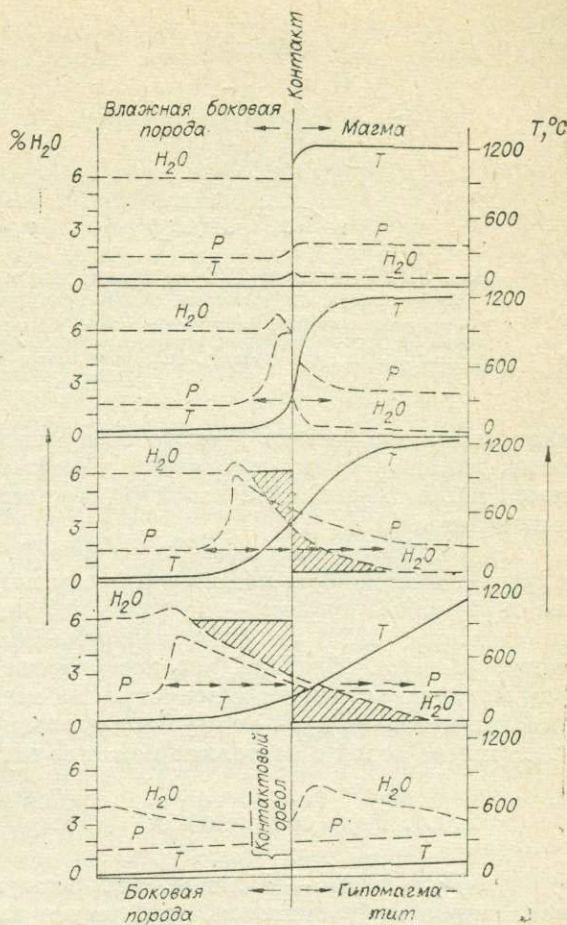
Рис. 2.3. Распределение температуры, давления и содержания воды в магме и боковых породах при трансвапоризации (по Е. Ссадецки-Кардошу).

тов (глинозема, железа, кальция), но для рассматриваемой системы такое смещение весьма мало, так как роль добавок компенсируется увеличением связанного с ними кремнезема. Кроме  $H_2O$  ощутимую роль в смещении пироксеновой линии играет лишь  $CO_2$ , выступающий как энергичный кислотный компонент.

Несомненно, значительным представляется влияние воды на процессы кристаллизации кислых магм, генерируемых в земной коре. Здесь можно сослаться на интересные эксперименты Г. Платена (1967), поставленные для выявления влияния анортитового компонента, а также состава жидкой фазы на расплавление и кристаллизацию гранитного расплава. Смесь обсидиана с анортитом в присутствии  $H_2O$  плавилась при давлении 2000 атм. Результаты опытов показали, что при отношении альбита к анортиту, большем 3,5, образовывалась эвтектика гранитного состава, а при меньшем 3,5 — аплитового. При добавлении к обсидиану 8% анортита и воды первым кристаллизуется плагиоклаз, а затем кварц и полевой шпат.

6. *Вода изменяет течение магматического процесса в земной коре.* Это происходит при проникновении во внедряющуюся магму воды из увлажненных боковых пород. Достаточно убедительное обоснование этого процесса дал Е. Ссадецки-Кардош (1959). Под влиянием теплового воздействия внедряющейся магмы в насыщенных водой боковых породах образуются пар и газы с высоким давлением, распространяющимся на довольно большие расстояния от магматической колонны. В связи с выделением из пара растворенных веществ трещины и поры боковых пород заполняются минеральными образованиями, и водяной пар мигрирует в область меньшего давления, т. е. во все еще жидкую магму.

Если исходить из дефицита воды в магме, то последняя способна ассимилировать значительные количества  $H_2O$  боковых пород. Такой процесс пропитывания магмы летучими компонентами Е. Ссадецки-Кардош назвал *трансвапоризацией*. В результате насыщения магмы летучими понижается ее вязкость и, следовательно, повышается возможность дальнейшего внедрения. Механизм процесса трансвапоризации в зависимости от температуры, давления и содержания воды в магме и боковых породах иллюстрирует рис. 2.3. Поскольку Е. Ссадецки-Кардош в своих



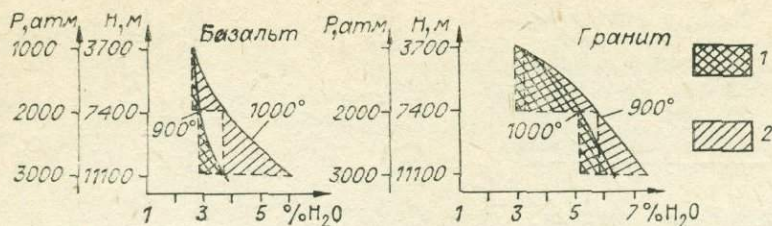


Рис. 2.4. Выделение  $H_2O$  из гранитного и базальтового расплавов в зависимости от давления и температуры (по Н. И. Хитарову).

1 — площади, характеризующие выделение  $H_2O$  при переходе расплава с одного уровня на другой при  $900^\circ C$  (гранит) и  $1000^\circ C$  (базальт); 2 — то же, при  $900^\circ$  (базальт) и при  $1000^\circ$  (гранит). Сплошные линии — кривые растворимости воды в расплаве.

построениях исходит из низкого содержания летучих во внедряющейся магме, гипотеза трансвапоризации вызывает критику сторонников насыщения магмы ювенильной водой (в частности, Д. С. Коржинского и его последователей).

На промежуточных позициях стоит В. И. Смирнов (1969), который допускает возможность поглощения воды магмой на ранней стадии внедрения и обратный процесс — на более поздних стадиях. Н. И. Хитаров и его соавторы (1959) на базе экспериментальных работ и термодинамических расчетов показали, что поступление воды в основную (базальтовую) магму практически невозможно на всех уровнях ее существования, а кислая магма на пути от глубин с давлением 3000 атм и до поверхности не насыщена водой и постоянно может ее поглощать (рис. 2.4).

#### 2.0.4. Вода и вулканизм

«Вулканизм — явление, при котором на земную поверхность explosивно выбрасывается, извергается или изливается в виде лавовых потоков зарождающаяся магма». В этом образном определении Я. Мияки (1969, с. 265) не содержатся сведения об источнике энергии вулканических процессов. Последние этим проявлением магмы на поверхности значительно отличаются от плутонических процессов, когда магма застывает на глубине и о ней имеется лишь косвенная информация. Если мы обратимся к многочисленным литературным данным об источниках энергии вулканических процессов [Горшков, 1958; Мацуо, 1965; Аверьев, 1966; Пак, 1968; Овчинников, 1970; Набоко, 1974; и др.], то нетрудно убедиться, что подавляющее число исследователей видят такой источник в летучих компонентах магмы или в сквозьмагматических растворах, поднимающихся из подкоровых глубин.

Для характеристики глубинных магматических процессов сведения о деятельности воды черпаются большей частью из экспериментальных данных, термодинамических расчетов и восстановления условий кристаллизации минералов и их ассоциаций. При изучении же различных проявлений вулканизма, ярко выраженных на поверхности Земли, мы имеем, наоборот, натурные свидетельства решающей роли летучих в энергетике и самом течении этого процесса.

Первым и основным свидетельством присутствия летучих в магме являются продукты вулканических извержений. Парогазовая фаза сопровождает извержения всех современных вулканов. Особенно наглядно и эффективно масштабы этого процесса проявляются на примере лавовых озер в кратерах вулканов. Длительное существование жидкой лавы в кратерах невозможно объяснить как результат простой тепловой конвекции — процесса, режим которого должен вести не к прогреву, а к осты-

ванию магмы. Выделение пароводяной составляющей здесь настолько интенсивно, что вызывает буквально «кипение» лавы, остающейся жидкой в течение длительного периода после извержения. И это наблюдается в поверхностных условиях, когда на лаву воздействует интенсивное охлаждение.

Процессом, тесно связанным с вулканизмом, является *гидротермальная деятельность*, которая очень активно проявляется в районах современного и недавнего вулканизма. Это и разнообразные термоводоявления, и газы действующих вулканов, и гидротермальные системы, достаточно подробно охарактеризованные в книге «Общая гидрогеология» «Основ гидрогеологии».

Здесь же обратим внимание на интересные данные [Аверьев, 1966; Набоко, 1974; и др.] о характере связи между гидротермальной и вулканической деятельностью в районах современного вулканизма. Согласно представлениям В. В. Аверьева, гидротермальная деятельность обнаруживает энергетический эффект, не уступающий по силе явлениям вулканизма, и поэтому не может быть его производной. Следовательно, как вулканизм, так и гидротермальная деятельность связаны с глубинными подкоровыми процессами и контролируются долгоживущими глубинными разломами. Сравнительно с конкретным циклом вулканизма гидротермальная деятельность растянута во времени — предшествует ему, завершает его, имеет большую площадь и плотность.

Вулканический процесс порождает две основные группы вод [Набоко, 1974]: 1) *вулканические*, представляющие конденсаты летучих из реальной магмы на поверхности Земли или на небольших глубинах; 2) *магматогенные* (вулканогенные) — воды, формирующиеся в гидротермальных системах с участием сквозьмагматических растворов. Последние выделяются исследователями как самостоятельная генетическая группа вод [Коржинский, 1962; Пиннекер, 1977].

Такое разделение предопределяется различиями в характере отделения летучих из силикатных расплавов. В приповерхностных условиях возникают пары низкой плотности, представленные кислотами, и их конденсаты являются кислотными и ультракислотными растворами. Наоборот,  $H_2O$  из подкоровых областей, т. е. глубинных магм, отличается высокой плотностью; в ней хорошо растворимы хлориды щелочей и металлы. При эволюции флюидного потока в гидротермы растворы становятся нейтральными хлоридными натриевыми, металлоносными. Высокое, но меняющееся количество летучих (паров воды и различных газов) определяет вязкость лав и обуславливает различие в вулканических проявлениях — от спокойных излияний жидкой лавы так называемого гавайского типа до бурных взрывов с выделением огромных количеств вулканического пепла [Овчинников, 1970].

Прямое указание на роль воды как энергетического источника извержений содержится в работе Г. Н. Ковалева и Ю. Б. Слезина (1971). В принципиальной гипотетической схеме механизма переноса энергии они считают главным перенос теплоносителем (водой), сопровождающийся ее переходом из диссоциированной в молекулярную форму. Восходящий поток теплоносителя (флюида) движется в среде, представляющей неподвижный (?) силикатный субстрат, отличающийся от окружающих пород повышенной температурой (аномальная зона). Накопление энергии в вулкане связывается с повышением концентрации летучих (воды) в некоторой части аномальной зоны.

Допуская, что в аномальной зоне на глубине 10 км и более вода полностью диссоциирована, Г. Н. Ковалев и Ю. Б. Слезин полагают, что восходящий поток, содержащий диссоциаты, мигрирует к поверхности, где происходит синтез молекул воды, характеризующийся высокой энтропией. Выделение тепловой энергии оценивается ими (для стандартных ус-

ловий) в 119 ккал/моль. Вероятны и другие экзотермические реакции. В области избыточного давления происходит насыщение силикатного субстрата водой, повышение концентрации которой снижает температуру плавления, и здесь наиболее вероятно появление расплава. Возникающая свободная конвекция в аномальной зоне выше уровня синтеза молекул воды приводит к постепенному увеличению концентрации летучих во всем объеме расплава вплоть до полного насыщения. Наиболее благоприятные термодинамические условия для такого состояния формируются скорее всего в верхней части магматического очага (аномальной зоны). При достижении некоторого критического давления, в определенной мере зависящего от прочности кровли, и происходит извержение.

Если в процессе эволюции вулкана происходит постепенное приближение уровня синтеза молекул воды к дневной поверхности (по принципу, аналогичному зонной плавке), то при прямом контакте этих растворов с подземными водами инфильтрационного генезиса область избыточного давления не возникает. В результате формируется длительно существующая гидротермальная система. Считается, что движение флюида в аномальном теле осуществляется путем молекулярной диффузии. Пузырьковый перенос названные авторы отрицают, с чем (особенно для верхних частей аномальной зоны) вряд ли можно согласиться.

Таким образом, исследования в районах современного и недавнего вулканизма (даже при постулировании различных механизмов извержений и гидротермальной деятельности) убедительно свидетельствуют о значительной роли воды в вулканических процессах. Правда, здесь нельзя не упомянуть взгляды Г. Тазиева (1973), который ставит под сомнение выводы других исследователей о значительной роли воды в вулканических процессах. Основанием для этого послужило «нулевое» содержание паров воды в вулканических газах, пробы которых были отобраны в идеальных (исключающих смешение с поверхностными водами) условиях. Однако число таких проб было весьма ограниченным (11 из 100), а в остальных случаях содержание воды изменилось от 3 до 90%.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—128.
- Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости мантии с глубиной. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 8, с. 8—21.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли (результаты и задачи исследований). — Сов. геология, 1969, № 1, с. 11—30.
- Боуэн Л. Эволюция изверженных пород. М.: изд. ОНТИ, 1934. 324 с.
- Волохов Н. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теоретической вулканологии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11, с. 21—27.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
- Кадик А. А. Тепловые эффекты отделения воды и плавления силикатов в водно-силикатных системах при высоких давлениях. — Геохимия, 1971, № 3, с. 294—301.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Ковалев Г. Н., Слезин Ю. Б. О возможном механизме накопления энергии извержений в вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 46—51.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. — Геология рудных месторождений, 1962, № 5, с. 3—12.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144—152.
- Кухаренко А. А. Геохимическая эволюция щелочных магматических комплексов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. Т. 1. 1971, с. 77—78.

- Куширо И. Состояние  $H_2O$  в верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 21—27.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема магмы.— Ученые записки ЛГУ, 1937, т. 3, № 17, с. 191—200.
- Летников Ф. А., Кащеева Т. В., Минцис А. Ю. Активированная вода. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.
- Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. 231 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 232 с.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Мацуо С. О происхождении вулканических газов.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 61—77.
- Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974. 237 с.
- Мияки Я. Основы геохимии. Л.: Недра, 1969. 327 с.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектомагматической активностью.— В кн.: Геодинамика, магообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 155—166.
- Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.
- Орлова Г. П., Рудницкая Е. С. О взаимодействии воды с силикатным расплавом.— В кн.: Стеклообразное состояние. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1965, с. 284—286.
- Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
- Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 135 с.
- Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 196 с.
- Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис магматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 211—226.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 146 с.
- Рой Р., Татл О. Исследования в гидротермальных условиях.— В кн.: Физика и химия Земли. М.: ИЛ, 1958, с. 186—238.
- Семенченко В. К., Баскакова В. Б. О закритической области воды.— Журн. физической химии, 1965, т. 39, № 12, с. 3105—3107.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М.: Недра, 1969. 687 с.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.
- Ссадецки-Кардош Е. О влиянии вмещающих пород на распределение элементов в магматитах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 85—93.
- Тазиев Г. Вулкан становится лабораторией.— В кн.: Будущее науки. М.: Знание, 1973, с. 270—280.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 590 с.
- Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 532 с.
- Толстухин О. Н. К вопросу о количестве ювенильной воды, выделяющейся при образовании эффузивных пород.— Геохимия, 1961, № 4.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, 1959, № 5, с. 387—396.
- Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. В. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитоидного состава.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1274—1285.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
- Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— Геология рудных месторождений, 1962, № 5, с. 13—19.
- Эммонс В. Введение в учение о рудных месторождениях. М.—Л.: Госиздат, 1925. 344 с.
- Andersen O., Bowen N. L. Das binäre System  $MgO-SiO_2$ .— Zeitschrift anorg. Chem., 1914, Bd 87.
- Clocchiatti R. Les Enclussions vitreuses des Cristaux de Quartz.— Men. Soc. Geol. France., 1975, t. LIV, N 122.
- David H. G., Hamman S. D. The Chemical Effects of Pressure. Part 5. The Electrical Conductivity of Water at High Pressures.— Trans. Faraday Soc., 1959, v. 55, p. 72—78. Part 6. The Electrical Conductivity of Several Liquids at High Shock Pressures.— Trans. Faraday Soc., 1960, v. 56, p. 1043—1050.
- Gilluly J. The water content of magmas.— Amer. J. Sci., 1937, N 198, p. 430—441.
- Green D. H. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth mantle.— Tectonophysics, 1969, p. 409—422.
- Green H. W. A  $CO_2$  charged asthenosphere.— Natur. Phys. Sci., 1972, v. 238, N 79, p. 2—5.

- Hamman S. D., Linton M. Electrical Conductivity of Water in Shock Compression.— Trans. Faraday Soc., 1966, v. 62, N 8, p. 2234—2241.
- Hamilton D. Z., Anderson C. M. Effects of water and oxygen pressure on the crystallization of basaltic magmas.— In: Basalts. V. 1. Ed. H. H. Hess, A. Poldervaart. N. Y.— London-Sydney, Inter. Publishers., 1968, p. 446—482.
- Holzappel W., Franck E. U. Leitfähigkeit und Ionendissoziation des Wassers bis 100°C und 100 kbar.— Ber. Bunsenges. Phys. Chemie, 1966, v. 70, N 9—10, p. 1105—1112.
- Kushiro J. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267A.
- Sabatier G. Influence de la teneur en eau sur la viscosité d'une retinite verre ayant la composition chimique d'un granite.— C. r. Acad. Sci. Paris, 1956, 242.
- Scholze H. Gases and water in glass, part 1—3.— Glass Industry, 1966, v. 47, N 10—12.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .— Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, N 74. 154 p.
- Wyllie P. J. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5, p. 1328—1338.
- Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: on experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrology, 1962, v. 3, N 3, p. 346—532.

### 3. РОЛЬ ВОДЫ В ОСАДОЧНОМ ПОРОДООБРАЗОВАНИИ {И МЕТАМОРФИЗМЕ

Седиментогенез, литогенез, метаморфизм — комплекс геологических процессов, протекающих в водной среде или с участием воды. Начинается эта последовательность процессов с преобразования земной поверхности. Воздействие воды на лик Земли проявляется в механической ее работе, т. е. извлечении, транспортировке и перетолжении твердых минеральных частиц. Прежде всего рассмотрим специально эту сторону геологической деятельности воды.

#### 3.1. МЕХАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОДЫ

Механическая деятельность воды включает такие главные процессы: вымывание и перенос минеральных частиц текучими водами — *твердый сток*, и вынос частиц породы фильтрующимися подземными водами — *суффозию*. Важно также перетолжение органо-минерального комплекса при осадконакоплении в поверхностной водной среде (озера, моря, океаны), о чем будет сказано ниже (см. раздел 3.2).

**Твердый сток.** Закономерности и масштабы его проявления обстоятельно рассмотрены в фундаментальной работе М. И. Львовича (1974). Основной агент твердого стока — речные воды. В речном потоке, имеющем, как правило, турбулентный характер движения, вода транспортирует наносы, которые трудно разделить по происхождению. В основном они образуются в результате смыва поверхностного покрова и образования оврагов или являются продуктами перестроения самих русел рек. Однако нельзя исключать возможность поступления минеральных частиц в реки с подземным стоком, масштабы которого пока невозможно оценить.

Обобщенным показателем твердого стока является *модуль твердого стока* (механической эрозии по А. Н. Павлову, 1977), который может быть рассчитан по формуле [Лопатин, 1950; Львович, 1974]:

$$M_{\text{тс}} = \frac{Q_{\text{тс}}}{F}, \quad (3.1)$$

Мировой твердый сток [Львович, 1974]

Континент	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Речной сток, км <sup>3</sup>	Твердый сток, млн. т	Мутность воды, г/м <sup>3</sup>	Модуль твердого стока, т/год·км <sup>2</sup>
Европа	9,6	3 110	350	110	36
Азия	42,0	13 190	16 800	1280	400
Африка	25,4	4 225	600	140	24
Северная Америка	20,0	5 960	2 030	340	100
Южная Америка	17,0	10 380	975	95	58
Австралия (включая Тасманию, Новую Зеландию и Новую Гвинею)	6,0	1 965	1 600	470	270
Земной шар	120,0	38 700	21 700	560	180
В т. ч. СССР	20,0	4 360	594	135	30

Примечание. Площадь дана с исключением полярных районов, лишенных речной сети.

где  $M_{тс}$  — модуль твердого стока, т/год·км<sup>2</sup>;  $Q_{тс}$  — годовой твердый сток, т;  $F$  — площадь водосбора (континента), км<sup>2</sup>.

Показатели механической работы воды при ее движении на водосборе отражают пространственно-временное распределение и динамику твердого стока, изучение которого позволяет охарактеризовать интенсивность такого важного геологического процесса, как механическая эрозия.

Представление о масштабах эрозии на Земле и ее распределении по отдельным континентам дает табл. 3.1. Заметим, что оценка мирового твердого стока произведена с целым рядом допущений и различна у разных авторов. Так, минимальные величины параметров твердого стока [Лопатин, 1952] составляют: годовой сток — 12,7 млрд. т, а его модуль — 124 т/год·км<sup>2</sup>. Максимальные значения — соответственно 51,1 млрд. т и 570 т/год·км<sup>2</sup> [Fouquier, 1960]. Очевидно, что они значительно отличаются от оценки М. И. Львовича (см. табл. 3.1).

Вместе с тем даже эти интегральные данные свидетельствуют о весьма неравномерной интенсивности механической эрозии в пределах земного шара. Так, модуль твердого стока изменяется от 24 (Африка) до 400 т/год·км<sup>2</sup> (Азия). Такая неравномерность зависит от климатических условий (твердый сток таежных территорий и вечнозеленых экваториальных лесов значительно ниже, чем лесостепей и прерий), рельефа и геологического строения речных бассейнов (среди различных пород наиболее подвержены механической эрозии лёссы).

Примером механической эрозии гигантских масштабов может служить работа р. Хуанхэ в пределах Лессового плато Китая, где сочетание интенсивных ливней с большими уклонами рек и широким развитием лесовых пород определяет громадный по объему твердый сток. Здесь мутность воды составляет в среднем 45 кг/м<sup>3</sup>, а  $M_{мв}$  достигает 3000 т/га [Львович, 1974]. В замыкающем створе этой реки транспортируется более 2 млрд. т/год наносов, что составляет почти 10% мирового твердого стока. В США высокой интенсивностью твердого стока характеризуется р. Колорадо, а в СССР — реки Кавказа и Средней Азии [Лопатин, 1952].

Особое место в подготовке транзитного твердого стока занимают физико-геологические процессы, из которых ведущую роль играют оползни и сели. В сущности они являются местными проявлениями твердого стока с транспортировкой огромных масс горных пород на сравнительно



Рис. 3. 1. Схема характерных типов структуры оползней [Ломтадзе, 1977].

А — асеквентный (с криволинейной поверхностью скольжения): 1 — в однородных глинистых породах, 2 — в трещиноватых твердых породах; Б — консеквентный (с наклонной поверхностью скольжения): 1 — деловия по коренным породам, 2 — в моноклинально наклонных слоистых породах; В — инсеквентный (с секущей поверхностью скольжения). I — бровка срыва, II — подошва оползня, III — оползневое тело, IV — коренной массив, V — вал выпучивания.

небольшие расстояния и размельчением крупных блоков пород или обломков на более мелкие фракции.

Под *оползнем* понимается перемещение горных пород по склону под действием гравитационных сил. Многие исследователи [Коломенский, 1956; Анапьев, Коробкин, 1973; Сергеев, 1978] дополняют это определение участием в процессе поверхностных и подземных вод. Наиболее удачна формулировка Е. М. Сергеева (1978, с. 223), который называет оползнем «скользящее смещение горных пород на склонах под действием силы тяжести при участии поверхностных и подземных вод».

Перемещение масс горных пород по склону осуществляется по поверхности скольжения, по которой происходит отрыв и движение оползающего массива. Выделяют [Коломенский, 1956; и др.] зеркало скольжения, фиксируемое по следам полировки и штрихам на не затронутых оползнем породах, и зону смещения, в которой породы испытывают пластические деформации, а иногда и приобретают жидкую консистенцию (рис. 3.1).

Ф. П. Саваренский (1939) предложил в зависимости от геологического строения склона, положения и формы поверхности скольжения подразделять оползни на асеквентные, консеквентные и инсеквентные (см. рис. 3.1). Нарушение устойчивости склонов, вызывающее оползневой процесс, может быть связано с многочисленными и разнообразными факторами (естественными и искусственными), однако в подавляющем большинстве случаев обязательно то или иное воздействие воды, играющей роль смазки. Влияние ее нетрудно видеть из анализа причин оползневого процесса.

Основные причины оползней можно разделить на три вида (группы) процессов [Коломенский, Комаров, 1964]: 1) разрушающие подошву склона; 2) ухудшающие прочностные свойства пород, слагающих склон; 3) повышающие давление на породы.

Первая группа причин в большинстве случаев определяется деятельностью поверхностных вод — речной эрозией, разрушающей работу волн, колебанием уровня в естественных и искусственных водоемах. Во второй группе доминирует деятельность подземных вод. Вот главные из процессов: а) изменение влажности и водонасыщенности пород, слагающих склон, за счет инфильтрации в глубь массива дождевых, талых и грунтовых вод; б) суффозионный вынос механических частиц и выщелачивание водорастворимых солей подземным водным потоком с образованием пустот; в) криогенные процессы, приводящие к изменению фазового состояния воды в породах. Наконец, третья группа причин связана с гидростатическим давлением воды в породах и трещинах пород; с гидродинамическим давлением подземного потока, направленного в сторону склона; с подъемной силой напорных вод.

Таблица 3.2

Данные о гигантских оползнях в некоторых районах земного шара [Белый, Попов, 1975; Ломтадзе, 1977; Заруба, Мендль, 1979].

Место проявления	Время проявления (год)	Объем сместившихся масс, млн. м <sup>3</sup>
р. Кара-Кайгу, Хунзахский район, Дагестан, СССР	1959	250
Долина р. Рицеула, Грузия, СССР	1972	30
Долина р. Зеравшан, Таджикистан, СССР	1964	20
Долина р. Ваг, Чехословакия	1947—1957	40
Район Гандловы, Чехословакия	1960	20
Долина р. Пьяве, район водохранилища Вайонт, Италия	1963	240
Район Портленда, штат Орегон, США	1958—1959	15
Долина р. Мантаро, Перу	1974	1000

У асеквентных оползней главенствует первая группа процессов; благодаря им повышается напряженное состояние массива, залегающего выше базиса эрозии. При консеквентных оползнях основное влияние на зарождение и интенсивность оползневого процесса имеет повышение влажности пород вдоль поверхности скольжения, приводящее к увеличению их пластичности (вплоть до жидкой консистенции) и, как следствие, к уменьшению сопротивления породы сдвигу. Развитие инсеквентных оползней определяется сложным комплексом причин, из которых отметим суффозионный вынос и карстовый процесс (см. раздел 5.1).

С оползнями в реки поступают значительные массы рыхлого, обломочного и глыбового материала. Некоторое представление о масштабах оползневого процесса дает табл. 3.2, где даны сведения о наиболее крупных оползнях, реализовавшихся за очень короткий период времени.

*Сели* \* — водо- или грязекаменные потоки, периодически возникающие в горных реках и временных водотоках. Если оползни вызываются гравитационными причинами, то сели — типичный гидрогеодинамический процесс. Обычно под селем понимают кратковременный горный поток с высокими (до 50—60% от общего объема) содержанием твердого материала, обладающий большой разрушительной силой [Справочник..., 1968]. Чаще всего сели представляют паводки, несущие огромное количество песчано-глинистого, обломочного и даже глыбового материала, накопившегося в результате выветривания и сноса со склонов в руслах горных водотоков.

Количественным показателем содержания твердого материала в селевом потоке является его плотность, составляющая от 1,2 до 1,5—1,9 т/м<sup>3</sup> [Ломтадзе, 1977]. Объем выносимого материала при катастрофических селях может достигать 50—90 тыс. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> [Справочник..., 1968].

Сели не относятся к постоянной составляющей режима горных водотоков и проявляются внезапно через различные периоды лет. Они хотя и грозное явление природы, но осуществляют местный перенос твердого материала на сравнительно короткие расстояния. Лишь мелкие фракции, отвечающие взвешенным наносам, вовлекаются в региональный твердый сток. Катастрофические сели производили большие разрушения в разных странах (США, Перу, Австрия и др.). В СССР селеактивны многие районы в Карпатах, Крыму, на Северном Кавказе, в Закавказье, Средней Азии, Прибайкалье, Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР. Пока не были выстроены защитные сооружения, сели угрожали г. Алма-Ате.

\* Слово «сели» (силь) в переводе с арабского означает «горный быстростекающий поток».

Автору этого раздела пришлось наблюдать и обследовать селевой паводок на р. Слюдянке в Прибайкалье в 1960 г. Основная волна селя проходила с 9 до 20 часов 20 июня 1960 г. За это время при максимальном расходе потока  $224 \text{ м}^3/\text{с}$  было вынесено 270 тыс.  $\text{м}^3$  твердого материала, состоявшего из песчано-глинистых (85%) и валунно-галечных (10%) фракций. Кроме того, поток содержал растительный покров (5%) и отдельные крупные глыбы [Селевой паводок..., 1963].

Сели как геологические процессы приводят к преобразованию земной поверхности, выносу и переотложению пород верхней части литосферы. Они изменяют гидрогеологические условия долин рек и влияют на подземный сток. В качестве примера обратимся к вышеупомянутому Слюдянскому селю. После его прохождения на одних участках увеличилась инфильтрация в русле реки и исчез поверхностный сток, на других, наоборот, были заилены проницаемые отложения. Одна из скважин, уровень воды в которой находился на глубине 7 м, после селя начала изливаться. Однако как элементы регионального твердого стока, эти процессы не имеют большого значения, так как проявляются нерегулярно и на ограниченных по площади участках.

Возвращаясь к общей характеристике твердого стока, отметим, что необходимость его изучения в последние десятилетия значительно возросла в связи со строительством во многих районах крупных плотин и искусственных водохранилищ на реках. Искусственные препятствия на пути транспортируемых наносов приводят к аккумуляции твердого стока и заилению (вплоть до полного заполнения) водохранилищ. Такие случаи известны у нас (в Средней Азии и на Кавказе), в США (бассейн р. Колорадо и побережье Мексиканского залива), в Китае (бассейн р. Хуанхэ).

*Суффозия* — процесс механической деятельности воды, ее определение отвечает используемому отдельными авторами термину «механическая суффозия»\*. В. Д. Ломтадзе (1977) рассматривает суффозию как один из видов фильтрационного разрушения обломочных пород и заполнителя трещин и пустот в скальных и полускальных породах и тем самым несколько ограничивает область ее проявления. Согласиться с этим нельзя, так как суффозионный процесс очень часто проявляется в рыхлых породах (глинах, лёссах, разнородных песках).

Механический вынос из породы минеральных частиц происходит при больших скоростях подземного фильтрационного потока или при повышенном гидрогеодинамическом давлении в горных породах. Для возникновения суффозионного процесса необходимо сочетание следующих основных условий: неоднородности состава породы; высокого гидравлического градиента фильтрационного потока или определенного гидрогеодинамического давления в породе; наличия возможностей выноса частиц из породы.

Исследования показали, что в песках суффозия возникает при коэффициенте неоднородности их состава более 20 и гидравлическом градиенте водного потока более 5.

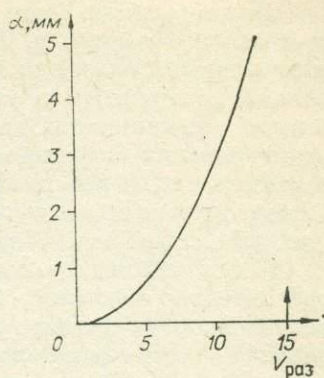
Для определения начальной скорости фильтрации, при которой начинается суффозия (размывающая скорость), используется формула Захардта [Ломтадзе, 1977]:

$$V_{\text{раз}} = \frac{V \sqrt{K_{\text{ф}}}}{15}, \quad (3.2)$$

где  $V_{\text{раз}}$  — размывающая скорость, м/с;  $K_{\text{ф}}$  — коэффициент фильтрации породы, м/с.

\* Редколлегия «Основ гидрогеологии» выделение особого вида «химической суффозии» считает, вслед за В. Д. Ломтадзе (1977), неправомерным, так как растворение и выщелачивание, за счет которых она осуществляется, являются коррозионными процессами.

Рис. 3.2. График зависимости размывающих скоростей ( $V_{\text{раз}}$ ) подземного потока (при которых начинается суффозия) от расчетного диаметра частиц породы ( $\alpha$ ).



Размывающую скорость можно также определить по графику (рис. 3.2), составленному по данным Д. Д. Джастина и отражающему зависимость величины размывающей скорости потока от диаметра частиц породы.

При движении воды из слоя мелкозернистых песков в слой крупнозернистых размывающая скорость определяется по формуле С. В. Избаша, уточненной Л. И. Козловой:

$$V_{\text{раз}} = 0,26d_{60}^2 \cdot \left[ 1 + 1000 \left( \frac{d_{60}}{D_{60}} \right)^2 \right] \text{ (см/с)}, \quad (3.3)$$

где  $d_{60}$ ,  $D_{60}$  — контрольный диаметр частиц первого и второго слоя, мм.

Критическое значение гидравлического градиента ( $I_{\text{кр}}$ ), при котором в фильтрационном потоке происходит взвешивание частиц песка, Е. А. Замарин [Белый, Попов, 1975] предложил рассчитывать по формуле:

$$I_{\text{кр}} = (\Delta - 1)(1 - n) + 0,5, \quad (3.4)$$

где  $\Delta$  — удельный вес песка, г/см<sup>3</sup>;  $n$  — пористость в долях единицы.

Соответствующее гидрогеодинамическое давление ( $P_{\text{гд}}$ ) может быть определено по формуле [Ананьев, Коробкин, 1973]:

$$P_{\text{гд}} = n \cdot I_{\text{кр}}^3 \text{ (г/см}^3\text{)} \quad (3.5)$$

Суффозия довольно широко распространена в природе. Этот процесс протекает сравнительно медленно (годы, десятки лет), но может осуществляться и вблизи поверхности Земли, и в глубине массива горных пород как в пределах одного пласта, так и на контакте двух пластов.

Суффозионные процессы часто возникают на склонах речных долин, откосах водохранилищ, строительных выемок и котлованов. Крупные оползни, связанные с суффозионным выносом песка грунтовыми водами, известны, например, на правом берегу Волги от Ульяновска до Волгограда. Довольно интенсивно суффозия развивается в лёссовых породах. За счет вертикальной фильтрации воды по трещинам и ходам землероев толща лёссов в основании насыщается водой, и при дальнейшем горизонтальном движении происходит вынос частиц размокшей породы с образованием подземных каналов и пустот. Обрушение сводов над последними вызывает появление на земной поверхности воронкообразных углублений и провальных колодцев, напоминающих карстовые формы, получившие название «глиняного», или «лёссового», карста [Коломенский, 1956], ничего общего не имеющего с настоящим карстом. Широкое развитие суффозии в лёссовых породах установлено в южной части будущего Среднеисейского водохранилища; пораженность площади распространения лёссовых пород этим процессом составляет 70—80% [Ряченко, 1979].

Твердый сток может осуществляться в глубине массива без реализации выноса частиц на поверхность земли. Наиболее ярко такой процесс (*подземная суффозия*) проявляется, когда подверженные суффозии отложения подстилаются закарстованными породами. Вынос минеральных частиц в погребенные карстовые полости бывает настолько интенсивным, что приводит к образованию на поверхности провалов, крупных воронок. В связи с тем, что эти формы обусловлены взаимодействием двух разных процессов, их часто называют *суффозионно-карстовыми*.

Пример таких форм — крупные полости (пещеры) в лёссовых толщах склонов долины р. Темерник в г. Ростове-на-Дону, залегающих над кавернозными известняками. Развитие пещер часто сопровождается провалами поверхности земли, повреждением наземных сооружений и подземных коммуникаций города [Ананьев, Коробкин, 1973]. В районе Североуральских бокситовых месторождений суффозионные воронки, образованные над карстовыми полостями в известняках эйфельского яруса, вместе с карстом являются путями проникновения поверхностных вод в шахтные выработки [Сергеев, 1978].

В естественных условиях суффозионные процессы обычно протекают сравнительно медленно. Под влиянием деятельности человека они могут значительно активизироваться и приводить к нежелательным последствиям: возникновению деформаций различных сооружений, нарушению работы дренажей и водозаборных конструкций, активной фильтрации под плотинами, увеличению притоков в горные выработки и котлованы, оползанию склонов карьеров и т. д.

### 3.2. ВОДА НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ОСАДОЧНОГО ЦИКЛА

Образование и последующие постседиментационные изменения осадочных горных пород в ходе геологической истории можно рассматривать как единый *осадочный цикл* [Страхов, 1963; Гаррелс, Маккензи, 1974, и др.], который объединяет: мобилизацию вещества при выветривании материнских пород; его перенос и осаждение в бассейнах аккумуляции (седиментогенез); постседиментационные изменения (собственно литогенез), приводящие к преобразованию осадка в породу в результате перемещения в более глубокие части земной коры. Наличие воды — обязательное условие протекания любой стадии осадочного цикла.

**Мобилизация вещества**, аккумулирующегося в конечных водоемах стока — океанах, внутренних морях, озерах и других понижениях рельефа, происходит в результате процессов химического и физического выветривания.

Физическое выветривание представляет процесс механического раздробления породы на мелкие обломки вплоть до пылеватых частиц, что резко повышает общую поверхность соприкосновения с водой и значительно увеличивает активность химического выветривания. Все это происходит как в зоне аэрации, так и в зоне насыщения подземными водами. Процесс заключается в изменении минералогического состава породы, приспособлении ее к новым термодинамическим условиям под влиянием водных растворов и биохимической деятельности.

Химическое выветривание осуществляется в результате реализации целого ряда геохимических реакций, среди которых преобладают гидратация и гидролитическое разложение основных породообразующих минералов, окисление железосодержащих и имеющих некарбонатный углерод горных пород, а также выщелачивание сравнительно хорошо растворимых разностей.

Мощность зоны выветривания сравнительно невелика: она изменяется от нескольких метров в аридной зоне до десятков и сотен метров во влажном климате и зависит от характера рельефа, неотектонического режима и состава горных пород. Наиболее зримо процессы физического выветривания осуществляются в районах активного тектонического режима, а химического — во влажном и жарком климате. Температура зоны выветривания в зависимости от климатических условий колеблется в пределах  $-20 \div +50^{\circ}\text{C}$ .

Высокая скорость выветривания, по оценке В. П. Петрова (1962) составляющая  $0,5 \text{ см}/100 \text{ лет}$ , при непрерывности развития в течение

Рис. 3.3. Взаимодействие химического и биологического осаждения (по Н. М. Страхову и В. И. Смирнову).

I группа	II группа	III группа	IV группа
Бислоеическое осаждение		Сорбция коллоидами	
Химическое осаждение		Истинный раствор	
Коагуляция			
$Co_2, SiO_2, P,$ $CaCO_3, MgCO_3$	$Fe, Mn, Al_2O_3$	Микроэлементы $V, Cr, Ni, Co, Cu$ и др.	$NaCl, MgCl_2,$ $MgSO_4, CaSO_4$ и др.

всей геологической истории и распространения ее на территорию всех континентов, определяет огромные массы вещества, прошедшего эту стадию. По оценке Р. Ранкама [Rankama, Sahama, 1950] эта масса вещества равна  $6,4 \cdot 10^{18}$  т, т. е. приблизительно соответствует массе гранитного слоя земной коры. Продукты выветривания чаще всего не остаются на месте реализации процесса, а выносятся и поступают в область аккумуляции.

Перенос и осаждение вещества (седиментогенез). Первый этап переноса обломочного материала и продуктов поверхностного выветривания осуществляется тальми и дождевыми водами. Дистанция переноса на этом этапе измеряется расстоянием до ближайшего базиса эрозии. Большое значение в миграции продуктов химического выветривания имеют поверхностные и подземные воды, через которые проходит их основная масса.

Перенос и последующая концентрация продуктов выветривания производятся реками, которые перераспределяют осадочный материал на значительные расстояния от места его образования. Определенная его часть (около 10%) накапливается в различных впадинах и понижениях рельефа, а также на пойме и в руслах рек. Большая часть обломочного материала и растворенных веществ поступает в конечные водоемы стока, где и происходит их аккумуляция. Седиментация осуществляется в результате механического выпадения частиц, находящихся во взвешенном состоянии, или химико-биологической садки растворенных в воде соединений с образованием новых твердых фаз. Взаимодействие химического и биологического осаждения показано на рис. 3.3. Образовавшийся в водоемах осадок содержит иногда более 90% воды.

Подобным же образом происходит перенос значительной части продуктов вулканической деятельности, в перераспределении которых большое место имеет водная и атмосферная миграция. Последняя является доминирующим фактором переноса продуктов выветривания в аридных областях. Следует сказать и о переносе обломочного материала ледниками, медленнодвигающимися с возвышенных мест к понижениям в рельефе в полярных и высокогорных районах. И всюду в осадкообразовании участвует вода.

Температурные условия, характеризующие процессы переноса и седиментации, определяются климатом, при этом температура колеблется от  $-50$  до  $+50^\circ C$ .

Стадии литогенеза. Очень наглядна деятельность воды при анализе литогенетического изменения пород. Действительно, с участием воды протекают все процессы преобразования органо-минерального комплекса, начиная с появления осадка и кончая превращением осадочного продукта в метаморфическую породу, при этом на всех стадиях литогенеза осадок — порода испытывают самые различные воздействия как связанной (поровой, кристаллизационной и т. д.), так и свободной, т. е. жидкой и парообразной, воды. Вызванное последовательным увеличением давления и температуры осадочное породообразование — назовем его *прямым литогенезом* — по существу заключается в переводе воды из связанного состояния в свободное.

Исследованиями советских литологов [Вассоевич, 1957; Коссовская, Шутов, 1963; Страхов, 1963; Логвиненко, 1968; и др.] в серии процессов,

составляющих литогенез, выделены три последовательно сменяющиеся по мере преобразования первичного вещества стадии — *диагенез*, *катагенез* и *метагенез*.

На стадии диагенеза («диагенез» — перерождение) рыхлый осадок превращается в твердую породу, что одновременно сопровождается преобразованием состава иловых растворов и потерей их в ходе уплотнения. При взаимодействии осадка и воды (свободной и связанной) происходит: растворение и удаление из осадка неустойчивых соединений; выделение из воды минеральных новообразований; биогеохимические, обменно-адсорбционные и другие реакции; дегидратация (а локально и гидратация) минералов; перекристаллизация солей и цементация осадка преимущественно с удалением воды. На характер изменений существенно влияет окислительно-восстановительная среда подземных вод [Тимофеев, Щербаков, 1972].

Диагенез происходит в верхней части разреза субаквального осадко-накопления, мощность которой достигает 300 м ниже дна водоемов. Ранний этап стадии, выражающийся в разложении органического вещества, характеризуется восстановительной обстановкой, что приводит к образованию углекислоты, водорода, аммония, восстановлению сульфатов, окислов железа, марганца и т. д. и образованию новых минералов, включающих эти элементы в закисной форме. Поздний этап диагенеза заключается в постепенном уплотнении рыхлого осадка и отжиме иловых вод, что в конечном итоге приводит к образованию плотной компактной породы и сопровождается интенсивной дегидратацией водных минералов и перекристаллизацией глин. Термический режим в зоне диагенеза в значительной мере определяется температурными особенностями водоемов и самых верхних частей земной коры: температура здесь близка к поверхностной и изменяется в интервале 0—40°C.

Стадия катагенеза («ката» — вниз) — результат дальнейшего погружения. Она связана с увеличением давления (от 100—150 до 500 атм и более) и температуры (от 50 до 100—200°C), что вызывает сильное обезвоживание породы путем удаления как порового раствора, так и кристаллизационной воды. При катагенетическом воздействии порода еще не утрачивает черты нормального осадочного образования, но уже не испытывает влияния метеогенных и биогенных факторов. Геохимическая деятельность подземных вод выражается в образовании эпигенетических минералов и разложении достаточно стойких химических соединений, в результате чего в раствор переходят даже малоподвижные элементы, многие соли и газы (углекислота, сероводород, метан).

В. Энгельгарт (1971) отмечает, что масштабы разложения и новообразования минералов на стадии катагенеза требуют вовлечения громадной массы растворов, которая по объему значительно больше, чем весь объем сохранившихся пор. По-видимому, главным источником водных растворов служат уплотняющиеся глинистые осадки, из которых в течение геологического времени в погружающийся осадочный комплекс как раз и поступает высвобождающаяся вода.

В зависимости от особенностей изменения минерального вещества и обуславливающего их термического режима эта стадия подразделяется на этапы начального и глубинного катагенеза.

На этапе начального катагенеза горные породы подвергаются различного рода химическим и физико-химическим преобразованиям. В частности, с ним связаны коррозия и растворение пироксенов, амфиболов, основных плагиоклазов. Сущность изменения минерального вещества, происходящего на этом этапе, напоминает диагенез и является его естественным продолжением. Начальному катагенезу свойственна пестрота минералогического состава глинистого вещества в цементе песчаников и основной массы глин. Зона, в которой проявляется начальный катагенез,

может быть названа зоной «неизмененного глинистого вещества». Процессы начального катагенеза осуществляются в отложениях платформ и в верхних горизонтах области перехода от платформ к геосинклиналям на глубинах до 1500—2000 м. Температура не превышает 100°C. В гидрогеологическом отношении толща начального катагенеза может считаться эквивалентом зоны затрудненного (замедленного) водообмена.

Характерной особенностью этапа глубинного катагенеза, по мнению А. Г. Коссовской, является минералогическая переработка и раскристаллизация глинистого вещества. Каолинит как в глинах, так и цементе песчаников претерпевает интенсивную гидрослюдизацию. Отмечается образование хлорита по биотиту. Калиевые полевые шпаты, довольно устойчивые в поверхностных условиях, в обстановке повышающихся температур испытывают существенное разложение, сопровождающееся освобождением калия. Глубокую переработку в пределах этой зоны претерпевают кальциево-натриевые плагиоклазы, разложение которых сопровождается образованием кальциевого цеолита — ломонтита. На стадии глубинного катагенеза глины превращаются в аргиллиты, пески — в плотные крепкие песчаники.

Развитие глубинного катагенеза происходит в нижних частях разреза осадочного чехла платформ или краевых прогибах на глубинах до 5000 м, где температура порядка 100—200°. С гидрогеологической точки зрения это — зона весьма замедленного (пассивного) водообмена, в пределах которой распространены минерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава.

Глубокое вещественное изменение пород, проявляющееся в среднем и нижнем структурных этажах геосинклиналей, где давление превышает 500—1500 атм, а температура достигает 300—400°C, возникает на стадии метагенеза («мета» — после, между). По своему характеру эти изменения близки к стадии начального метаморфизма. Зарубежные исследователи относят их к так называемому «метаморфизму погружения» [Винклер, 1969].

Стадия метагенеза характерна для больших глубин (5000—15000 м и более), где с породами взаимодействуют нагретые газовой-жидкие растворы. Под действием высоких давлений и температур происходит настолько сильная переработка осадочных пород, что в них остается лишь конституционная вода. Влияние газовой-жидких растворов находит отражение в окварцевании, мраморизации, а также метасоматозе и перекристаллизации пород.

На стадии метагенеза выделяют два последовательных этапа — ранний и поздний. Ранний метагенез выражается в существенной перекристаллизации песчано-алевроитовых пород с образованием кварцитовидных песчаников и глинистых сланцев: происходит исчезновение обломочного биотита и замена глинистых минералов мусковитом и хлоритом, а также образование прениита. Для позднего метагенеза характерно образование кварцито-песчаников и филлитоподобных сланцев, появляются новообразования эпидота, альбита, актинолита, хлорита и мусковита. В результате позднего метагенеза происходит формирование эпидот-альбитовых пород фации зеленых сланцев. Это уже, по существу, начало регионального метаморфизма, роль воды при протекании которого освещена в разделе 3.4.

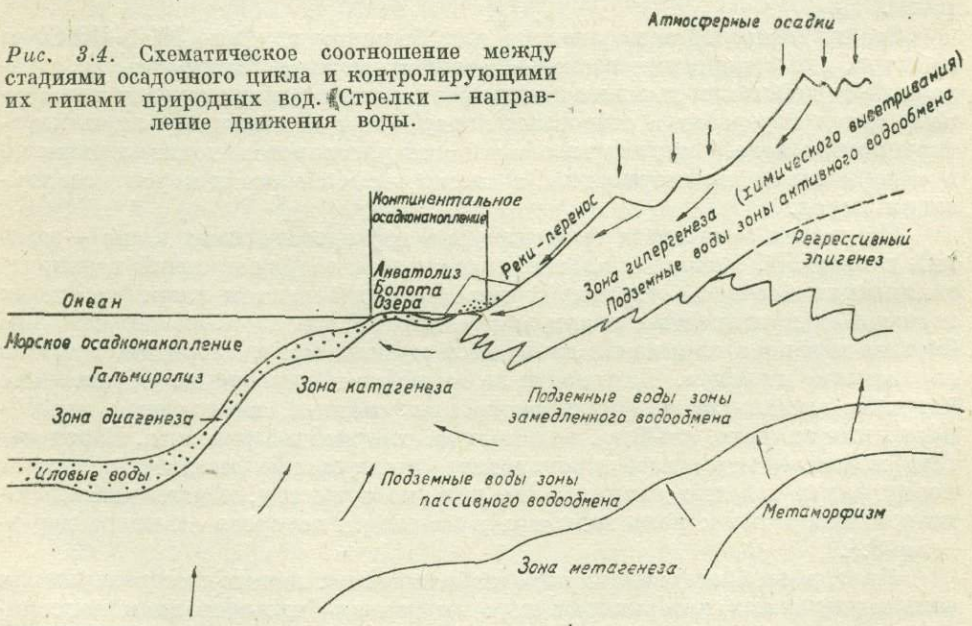
Итак, в ходе осадочного породообразования, начиная от разрушения самых различных материнских пород и кончая формированием консолидированных осадочных толщ, твердое минеральное вещество находится в постоянном взаимодействии с различными типами природных вод (табл. 3.3 и рис. 3.4). Эта тесная взаимосвязь, имеющая глубокий генетический смысл, хорошо чувствуется в смене стадий прогрессивного литогенеза и контролирует взаимопереходы между различными компонента-

Соотношение между стадиями осадочного цикла и контролирующими их типами природных вод

Стадия	Тип
Мобилизация вещества	Атмосферные осадки, поверхностные воды, подземные воды зоны интенсивного водообмена
Перенос и осаждение вещества (седиментогенез)	Воды временных водотоков и конечных водоемов стока
Литогенез	Иловые воды и поровые растворы
	Физически и химически связанные воды, подземные воды зон замедленного и пассивного водообмена
	Химически связанная вода, газовые растворы
Диагенез	
Катагенез	
Метагенез	

ми подземной гидросферы. Последовательные литогенетические преобразования, приводящие к обезвоживанию горных пород по мере увеличения давления и температуры, нарушаются в условиях тектонической перестройки, когда происходит поднятие территории и перемещение осадочных толщ вверх, в зоны с понижающимися давлением и температурой. В этом случае литогенез может быть назван *обратным*, поскольку в отличие от прямого литогенеза тенденция литогенетических изменений становится противоположной и выражается в поглощении породами воды. Л. Г. Рухин (1964) именует его *регрессивным эпигенезом*. Последний термин нельзя признать удачным, хотя им и пользуются достаточно широко\*.

Типичным выражением обратного литогенеза является образование гидратных минералов (скажем, гипса из ангидрита), а в верхних горизонтах — набухание коллоидов. Другой характерный процесс — вынос раст-



\* Эпигенез («эпи» — после) — термин свободного пользования, характеризующий вторичные и наложенные процессы. Его применяют для обозначения различных изменений осадочных, магматических и метаморфических пород, т. е. эпигенез не составляет неизбежной стадии осадочного цикла и не предопределен предшествующими процессами. (Прим. отв. ред.).

воримых веществ подземными водами. Таково, например, раздоломчивание с образованием вторичных известняков или десульфатизация пород, приводящая к замещению сульфатов карбонатами. По мере подъема горные породы переходят в зоны все более активного водообмена, что способствует увеличивающемуся выносу продуктов реакции. Одновременно происходят существенные изменения состава подземных вод. Регрессивный эпигенез (обратный литогенез), если он происходит при низких термодинамических параметрах, представляет разновидность гипергенеза. Сопоставлять названные процессы вряд ли правомерно, но некоторые исследователи границу между ними проводят по глубине проникновения свободного кислорода [Щербаков, 1968]. Вообще же понятия «регрессивный эпигенез» и «гипергенез» основаны на различных признаках, поэтому они не совпадают. Рассмотрению гипергенеза и гипергенных процессов посвящена глава 5.

### 3.3. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОДЫ С ПОРОДОЙ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Осадочный процесс можно рассматривать как переход системы, под которой понимается любая масса горной породы, мысленно отделенная от окружающей среды (например, какая-нибудь осадочная формация и т. п.), из одного состояния в другое. Основными источниками энергии осадочного породообразования являются: тепло, поступающее от Солнца и генерируемое внутри Земли, механическая работа, совершаемая под действием сил гравитации, и, наконец, химические реакции в системе.

Изменение химической энергии природных минеральных систем происходит в результате переноса «вполне подвижных компонентов» [Коржинский, 1969] от среды к системе, или наоборот. В связи с этим большое значение имеет механизм перемещения химических компонентов в жидкой фазе и прежде всего в подземной гидросфере, который обуславливается двумя основными процессами: гравитационным передвижением подземных вод в ходе их геологического круговорота (вместе с ними происходит конвективный перенос находящихся в растворе химических компонентов) и диффузионным массопереносом под влиянием градиента концентрации (см. «Основные гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

Преобладание того или иного процесса переноса химических компонентов, преобразующих минеральное вещество в ходе осадочного процесса и изменяющих химическую энергию системы, в значительной степени определяется скоростью движения подземных вод. Как мы уже видели, в верхних горизонтах это связано и с активным привнесением веществ, что служит наряду с растворяющей способностью воды движущей силой гипергенных процессов, и с выносом продуктов реакций, находящихся в природных водах в форме ионов, ассоциатов, комплексов и т. п.

При катагенезе и метагенезе массоперенос в пределах порового пространства полностью контролируется диффузией. Время существования вызывающего ее градиента для любого элемента в природных условиях ограничено. Оно, по-видимому, определяется временем выравнивания концентраций какого-либо способного к вступлению в реакцию соединения или элемента в смежных зернах горных пород, разделенных заполненным водой поровым пространством, или растворением одного из зерен.

Суммарное изменение химической энергии системы можно представить как сумму произведений удельных изменений свободной энергии реакций, происходящих в системе, на массу соответственно измененного или выщелоченного органо-минерального комплекса. Поскольку большинство реакций связано с поступлением и отводом вполне подвижных

компонентов в систему или из нее, то суммарное изменение химической энергии системы с весьма подвижными компонентами  $dU$  можно определить по уравнению:

$$\Delta U = \Sigma \Delta G(n_j - n_i), \quad (3.6)$$

где  $\Delta G$  — удельная свободная энергия реакции;  $n_j$  и  $n_i$  — количество участвующих в реакциях преобразования весьма подвижных компонентов, принесенных в систему и соответственно вынесенных из нее.

Отсюда следует, что одним из важнейших энергетических факторов преобразования вещества горных пород в ходе осадочного цикла являются компоненты, находящиеся в растворенном состоянии, иными словами, состав и геохимические параметры подземных вод, поступающих в систему. Поэтому характер изменения химической энергии системы контролирует как направление преобразования минерального вещества, так и его скорость.

Как известно, свободная энергия  $\Delta G$  любой реакции описывается уравнением:

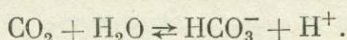
$$\Delta G \rightleftharpoons RT \ln \frac{a_{\text{прод. реак}}}{a_{\text{исх. вещ}}} - RT \ln K; \quad (3.7)$$

где  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $T$  — температура (абс.) и  $K$  — константа равновесия реакции. В уравнение входят активности продуктов реакций ( $a_{\text{прод. реак}}$ ) и исходных веществ ( $a_{\text{исх. вещ}}$ ), которые находятся в прямой зависимости от концентрации соответствующих компонентов в природных водах.

Если  $\Delta G < 0$ , то реакция идет слева направо, при  $\Delta G > 0$  — налево, а когда  $\Delta G = 0$ , между исходными и конечными продуктами устанавливается равновесие.

Ведущим в преобразовании минералов, содержащих элементы с переменной валентностью, является кислород. Его присутствие в природных водах, отмечаемое до глубин 1—1,5 км, обуславливает развитие окислительных процессов, которые наиболее ярко выражаются в окислении железа и сульфидных минералов [Щербаков, 1968].

Наибольшее влияние на устойчивость силикатных минералов и характер их изменения оказывают водородные ионы, способные замещать катионы в их кристаллической решетке. Высокая концентрация иона  $H^+$  в природных водах влияет на развитие гидролитической диссоциации силикатов. Эти процессы интенсивно протекают на стадиях мобилизации и переноса вещества. Значительная часть водородных ионов, содержащихся в подземных водах, возникает при преобразовании органического вещества. Образующаяся при этом углекислота взаимодействует с водой по схеме



Заметную роль в преобразовании водой вещества осадочных пород играют также элементы, входящие в кристаллическую решетку минералов. Это прежде всего катионы  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ , а также кремний и железо. В зависимости от их концентрации в природных водах преобразование органо-минерального комплекса может идти по различным схемам. Высокая концентрация катионов препятствует диссоциации силикатов, преобразование которых в подобных условиях ограничивается промежуточными стадиями. Наибольшей устойчивостью в этом случае обладает минерал, в кристаллическую решетку которого входит катион, имеющий наибольшую активность в рассматриваемой гидрогеохимической среде.

Масштабы и скорость преобразования вещества горных пород на различных стадиях в значительной степени обусловлены интенсивностью

поступления «весьма подвижных компонентов» в систему, которая теснейшим образом связана с величиной подземного стока, и определяются количеством компонентов, привносимых и выносимых подземными водами. Поэтому подземный химический сток — важнейший энергетический фактор, контролирующий темпы преобразования горных пород на стадиях осадочного процесса. Чем больше активных компонентов привносится в систему и чем больше других компонентов будет вынесено из нее, тем интенсивнее идет преобразование органо-минерального комплекса, обуславливающее развитие литогенеза.

Достаточно сложно протекает взаимодействие воды с силикатами (плагиоклазами, пироксенами, слюдами и др.). В их кристаллической решетке находятся ионы металлов (K, Na, Ca, Mg, Fe), связывающие между собой кремнекислородные тетраэдры (форстерит), слоистые группы (мусковит) и т. д. Как правило, связь катионов с кремнекислородными и алюмокремнекислородными группами, цепочками и слоями является ионной. В процессе гидролиза силикатов ионы водорода замещают в кристаллической решетке ионы металла, которые переходят в жидкую фазу. Силикаты в этих случаях полностью разрушаются, а алюмосиликаты замещаются новыми качественными формами — глинистыми минералами.

Чтобы судить о направленности процессов взаимодействия между жидкой и твердой фазами на различных стадиях литогенеза и определить наиболее вероятные продукты этого преобразования, в настоящее время все шире используются методы термодинамического анализа. Подобный подход к изучению физико-химической эволюции природных систем исходит из принципа локальных равновесий, выдвинутого Д. С. Коржинским (1969), который гласит, что необратимый в целом процесс природного минералообразования можно разбить на ряд элементарных в пространстве и времени этапов, для которых выполняются условия термодинамического равновесия. Справедливость этого принципа доказана многими исследователями [Гаррелс, Крайст, 1968; Жариков, 1976; Карпов и др., 1976; Кашик, Карпов, 1978; Helgeson, 1968; Paces, 1971; Tardy, 1969] путем проверки теоретических моделей на конкретных природных объектах. Ими установлено, что методы равновесной термодинамики дают возможность изучать пути необратимой эволюции природного минералообразования даже для таких неравновесных процессов, как химическое выветривание и гипергенез.

Степень неравновесности между жидкой и твердой фазами, в условиях которой реализуются процессы взаимодействия, оценивается показателем агрессивности. Агрессивность подземных вод к любому минералу может быть определена по уравнениям

$$A = \lg \frac{K}{Q} \quad \text{и} \quad Q = \frac{a_{\text{прод. реак}}}{a_{\text{исх. вещ.}}} \quad (3.8)$$

Здесь  $Q$  — кватант реакции [Гаррелс, Крайст, 1968],  $K$  — константа равновесия реакций взаимодействия, вычисляемая по известному уравнению

$$\Delta G = -1,364 \lg K = \sum \Delta G_{\text{прод. реак}} - \sum \Delta G_{\text{исх. вещ.}}, \quad (3.9)$$

где  $\Delta G_{\text{прод. реак}}$  и  $\Delta G_{\text{исх. вещ.}}$  — свободная энергия образования минералов, находящихся в растворе.

Чем больше величина  $A$ , тем дальше находится рассматриваемая система от состояния равновесия и тем большей «агрессивностью» обладают природные воды по отношению к тому или иному минералу. Изучение агрессивности различных типов подземных вод по отношению к основным породообразующим минералам является первым необходимым шагом в исследовании процессов взаимодействия между ними в ходе современного литогенеза. Сравнение величин агрессивности различных типов природ-

ных вод конкретного района по отношению к определенному минералу позволяет судить о вероятных направлениях преобразования минерального вещества. Вычисление агрессивности какого-либо типа подземных вод по отношению к основным породообразующим минералам дает возможность выявить наиболее вероятные минеральные ассоциации, стабильные в условиях данной гидрогеохимической среды.

Наибольшей агрессивностью по отношению к породообразующим минералам обладают атмосферные осадки, контролирующие процессы химического выветривания. Речные воды, осуществляющие перенос выветрелого материала, менее агрессивны, причем их агрессивность падает вниз по течению. Значительно меньшую агрессивность имеют воды бассейнов современного осадконакопления: озера, лагуны, моря [Зверев, Тимофеев, 1976]. Переход от гидрогеохимических сред бассейна седиментации к иловым водам современных осадков характеризуется резким возрастанием агрессивности в отношении породообразующих минералов, что связано с разложением органического вещества, которое из-за выделения  $\text{CO}_2$  вызывает увеличение концентрации водородных ионов и соответственно снижение рН на 1—1,5. Подобные условия характерны для начального диагенеза. Далее, по мере погружения осадка, происходит постепенное снижение агрессивности, и подземные воды зоны замедленного водообмена, обуславливающие катагенез, характеризуются весьма низкой агрессивностью по отношению к большинству породообразующих минералов. Такие минералы, как альбит, кальцит, а также глинистые минералы (иллит, монтмориллонит, хлорит) равновесны с подземными водами. В то же время углекислые воды глубоких горизонтов в пределах горных сооружений в зонах катагенеза и метагенеза обладают довольно высокой агрессивностью по отношению к силикатным и алюмосиликатным минералам (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

Следовательно, устанавливается четкая зависимость снижения агрессивности природных вод с уменьшением интенсивности их водообмена и соответственно с увеличением времени контакта с горными породами. Высокая агрессивность подземных вод зоны гипергенеза по отношению к породообразующим минералам определяет интенсивный переход таких химических элементов, как калий, натрий, кальций, магний, кремний, железо, из твердой в жидкую фазу, что наряду с высокими темпами водообмена обуславливает возрастание интенсивности подземного химического стока и в конечном итоге весьма энергичное химическое выветривание, которое продолжается в реках и бассейнах седиментации. Направление преобразования силикатов и конечные продукты реакции определяются характером гидрогеохимических сред, т. е. химическим составом поверхностных и подземных вод, участвующих в процессах седименто-литогенеза.

Для определения направления преобразования вещества горных пород при взаимодействии с различными типами природных вод, контролирующими процессы химического выветривания, переноса, седиментации, диагенеза и катагенеза, могут быть использованы диаграммы устойчивости алюмосиликатных минералов (рис. 3.5). Эти диаграммы показывают влияние концентрации ионов  $\text{H}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , а также содержания  $\text{H}_2\text{SiO}_4$ , т. е. тех элементов, которые входят в состав основных породообразующих минералов, на направление преобразования минерального вещества при различных стадиях седименто-литогенеза.

Маломинерализованные воды атмосферных осадков, т. е. воды первого этапа мобилизации вещества, имеют высокую концентрацию водородных ионов и крайне низкую других химических элементов, присутствующих в горных породах. В подобных гидрогеохимических условиях происходит наиболее полное преобразование алюмосиликатных минералов вплоть до выноса всех химических элементов и выделения гидроокиси алюминия. По мере накопления катионов металлов ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) в результате

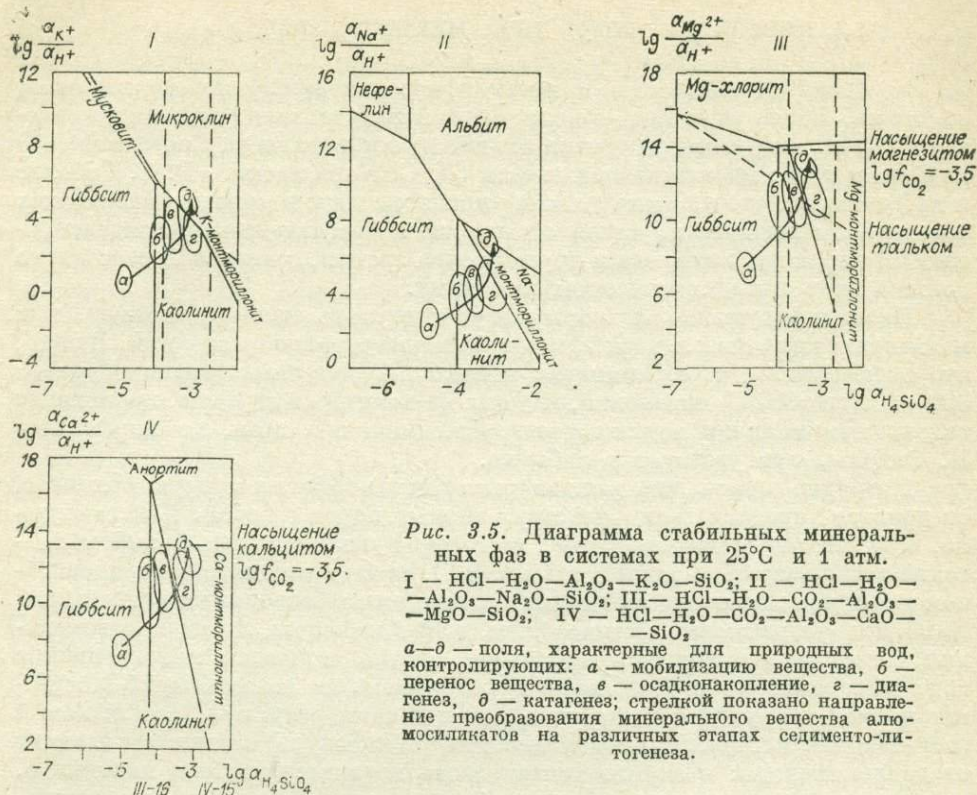


Рис. 3.5. Диаграмма стабильных минеральных фаз в системах при 25°C и 1 атм.

I —  $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ; II —  $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ; III —  $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ ; IV —  $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{SiO}_2$

$a-\delta$  — поля, характерные для природных вод, контролирующих:  $a$  — мобилизацию вещества,  $b$  — перенос вещества,  $c$  — осадконакопление,  $z$  — диagenез,  $\delta$  — катагенез; стрелкой показано направление преобразования минерального вещества алюмосиликатов на различных этапах седименто-литогенеза.

метасоматического замещения водородом и одновременного увеличения концентрации кремнекислоты агрессивность подземных вод, как это было показано выше, падает, и силикаты подвергаются все более глубоким преобразованиям.

Природные поверхностные и подземные воды в результате взаимодействия с минеральным веществом горных пород изменяют свой состав, а эти уже измененные воды в свою очередь будут взаимодействовать с породами по другой схеме.

Таким образом, при переходе от гидрогеохимических сред атмосферных осадков к средам поверхностных и подземных вод происходит сдвиг полей устойчивости от гиббсита и каолинита (в средах атмосферных осадков, речных вод и подземных вод зоны активного водообмена, контролирующих процессы мобилизации и переноса) через монтмориллонит (в иловых водах, характеризующих процессы диagenеза) до гидрослюд и хлорита (в подземных водах зон затрудненного и пассивного водообмена, с которыми связаны процессы ката- и метагенеза).

В частности, это одна из причин возникновения эпигенетической зональности преобразования глинистых минералов в зонах ката- и метагенеза, описанной А. Г. Коссовской (1962), В. И. Копорулиным (1974) и другими в континентальных отложениях различных районов Советского Союза. Эта закономерность тесным образом связана с интенсивностью водообмена и временем взаимодействия подземных вод с горными породами. Снижение интенсивности водообмена до определенных пределов и ограничивает преобразование алюмосиликатов соответственно каолинитизацией, монтмориллонитизацией и гидрослюдизацией.

Из изложенного следует, что граница выделенных зон преобразования вещества горных пород в конечном итоге определяется такой интенсивностью водообмена, которая позволяет поддерживать гидрогеохимические условия, необходимые для реализации процессов, характеризующих каждую зону.

### 3.4. ПОВЕДЕНИЕ ВОДЫ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Важная роль воды в метаморфических процессах не вызывает сомнения. Более того, она — неперемный их участник, поскольку вместе с  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и другими летучими входит в состав флюида. Состояние  $\text{H}_2\text{O}$  не совсем ясно: многие исследователи (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев и др.) считают, что метаморфические процессы идут в присутствии водных растворов, имеющих по своей плотности преимущественно конденсированный характер, хотя есть и другая точка зрения, согласно которой вода должна быть в надкритическом состоянии.

Метаморфизирующие растворы могут поступать извне (например, при магматизме) или выделяться как результат минералообразования. Важно, что метаморфизм, т. е. комплекс высокотемпературных (температура от 300—400 до 1000°C) изменений, идущих на некоторой глубине, происходит только при наличии водных растворов. Вода при этом, по выражению П. Эсколы, присутствует в избытке.

Нетрудно видеть, что каждому типу метаморфизма присущ отличный от другого характер взаимодействия горных пород с водой. Действительно, *прогрессивный* метаморфизм, характеризующийся возрастанием значений температуры и давления (рис. 3.6), можно рассматривать в основном как процесс замещения гидратных минералов безводными разностями. Наоборот, *регрессивный* метаморфизм, или *диафторез*, когда ход изменения названных параметров противоположный, приводит к поглощению воды породами. Да и разделение метаморфизма на *контактовый* (сочетание низкой нагрузки и достаточно высокой температуры) и *региональный* (повышенная нагрузка пород и высокая температура) во многом зависит от давления воды: в случае контактового метаморфизма оно изменчиво, но в целом низкое («нормальное»), а при региональном — более значительное и возрастающее с глубиной.

При метаморфических процессах вода выполняет комплекс важных функций: во-первых, она, вызывая изменение давления, обуславливает соответствующее течение метаморфизма; во-вторых, понижает температуру метаморфических преобразований; в-третьих, многократно ускоряет ход этих преобразований; в-четвертых, увеличивает кристаллизационную способность минералов в ходе метаморфизма; в-пятых, выступает в роли активного растворителя химических соединений, участвующих в метаморфизме [Смирнов, 1976]. Рассмотрим эти функции.

Как вода влияет на протекание метаморфизма? В этом вопросе мнения пока расходятся. Существуют две точки зрения [Фашии метаморфизма, 1970].

1. Концепция В. Гольдшмидта, поддерживаемая В. А. Николаевым и Х. Иодером, отводит  $\text{H}_2\text{O}$  ведущую роль: количество воды, участвующее в метаморфизме, полностью определяет величину давления и тем самым фацию метаморфизма — от начальной цеолитовой до конечной эклогитовой. Смена парагенезисов минералов также больше зависит от содержания  $\text{H}_2\text{O}$ , чем от температуры и давления. По мнению названных ученых, при метаморфизме происходят существенные колебания количества воды,

вплоть до полного осушения системы.

2. Согласно взглядам Ф. Бекке и У. Грубенмана, которых придерживался П. Эскола и которые

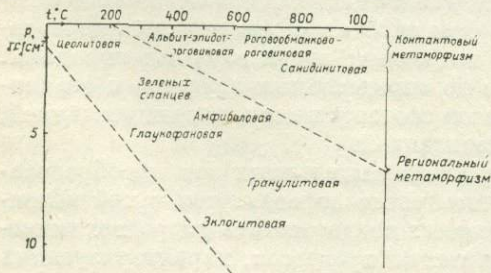


Рис. 3.6. Условия возникновения различных метаморфических фаций (данные П. Эсколы, В. С. Соболева, Ф. Терра и др.).

успешно развивает Д. С. Коржинский, выделение и поглощение воды при метаморфизме предопределено температурой. Наличие тех или иных водосодержащих фаз по существу является геологическим термометром. На основе этих представлений разработана теория метаморфических фаций (П. Эскола и его последователи). Д. С. Коржинский дополнил ее положениями о жидкообразном характере метаморфических растворов и о прекращении метаморфизма при отсутствии воды.

Дальнейшие исследования подтвердили в значительной мере правильность второй точки зрения. Будучи вполне подвижным, а не инертным компонентом вода при метаморфических процессах весьма активна. Поэтому не масса воды, хотя она и не зависима от ее первоначального содержания в системе, а вызываемое ею парциальное давление играет ведущую роль в возникающей ассоциации минералов [Коржинский, 1962]. Парциальное давление как независимый параметр равновесного состояния контролирует и фацию метаморфизма. Поскольку вода в системе находится в «избытке», ее количество не влияет на парагенезис минералов: содержание  $H_2O$  всегда будет предельным для данных термодинамических условий. Эксперименты и информация по кинетике реакций отвергли возможность «безводного» метаморфизма.

Понятие «недостатка» воды, бытующее в учении о метаморфических процессах, следует трактовать как понижение парциального давления воды  $P_{H_2O}$  в системе по сравнению с общим давлением флюидной фазы  $P_{фл}$ . Последняя характеристика складывается из следующих компонентов [Фации метаморфизма, 1970]:

$$P_{фл} = P_{H_2O} + P_{CO_2} + P_x, \quad (3.10)$$

где  $P_{CO_2}$  — давление углекислоты и  $P_x$  — давление  $H_2$ ,  $CH_4$ , азота и других летучих.

Флюидное давление  $P_{фл}$  отличается от давления нагрузки  $P_{общ}$ , которое зависит от глубины и плотности перекрывающих пород. Обычно  $P_{фл} \approx P_{общ}$  (правда, если отсутствуют эндогенное давление и тектонические напряжения). В присутствии жидкой фазы  $P_{H_2O}$  определяется как

$$P_{H_2O} = N \cdot P_{фл}, \quad (3.11)$$

где  $N$  — молярная доля воды.

Понижение  $P_{H_2O}$  происходит за счет находящихся во флюиде дополнительных компонентов. Главное влияние оказывают изменения величины  $P_{CO_2}$ . Колебания отношения  $P_{H_2O}/P_{фл}$  в земной коре закономерны и не очень велики. Например, для верхнего температурного предела устойчивости мусковита отношение  $P_{H_2O}/P_{фл}$  меняется от 0,5 до 1. В гранулитовой и эклогитовой фациях базальт начинает плавиться при верхнем температурном пределе метаморфизма (1000°C), когда  $P_{H_2O}$  минимально и снижается до  $0,2 P_{фл}$ .

Однако в случае очень высоких давлений, особенно при региональном метаморфизме, эти колебания достигают больших значений. Если давление превышает 20—25 кбар (глубина более 10 км), то вода находится только в связанном виде, поэтому в мантии водные растворы в виде отдельной фазы, вероятно, отсутствуют и метаморфизм как таковой не протекает.

Доля  $H_2O$  во флюиде существенно зависит от присутствия среди метаморфизируемых пород карбонатов, изменение которых ведет к возрастанию  $P_{CO_2}$ . Наиболее высоко  $P_{H_2O}$  в некарбонатных породах большинства фаций регионального метаморфизма: тогда содержание воды приближается к средним значениям в литосфере\*. Выделяющаяся по мере увеличения

\* Среднее содержание в литосфере (без океана и атмосферы) элементов, образующих легколетучие соединения, при пересчете кларковых величин дает следующие результаты (%):  $H_2O$  — 84,4;  $CO_2$  — 10,1;  $HCl$  — 1,4;  $HF$  — 1,8;  $H_2S$  — 1,9;  $N_2$  — 0,4 [Фации метаморфизма, 1970].

температуры и давления вода независимо от первоначального содержания становится преобладающим компонентом во флюиде.

Соотношение воды и углекислоты изменяется в пользу последней на высокотемпературных стадиях прогрессивного метаморфизма как следствие обезвоживания системы. Такая тенденция должна особенно резко проявляться, когда метаморфизм приводит к расплавлению пород. При регрессивном метаморфизме  $P_{H_2O}$  может также снижаться за счет расхода воды, при этом в случае значительного снижения метаморфизм прекращается, что служит, кстати, одной из причин сохранения высокотемпературных ассоциаций минералов.

Влияние воды на снижение температуры метаморфических преобразований прослеживается совершенно четко. На высокотемпературной стадии метаморфизма, отвечающей, например, гранулитовой фации или встречаемой около контактов с неизменными магматическими породами, из первичных водосодержащих минералов известны только роговая обманка и биотит. Более низкой температуры или меньшего давления воды требуют мусковит, тремолит и эпидот, которые отвечают среднетемпературной стадии. Еще более богатые водой минералы развиваются на низкотемпературной стадии — в приповерхностных частях или в метаморфических зонах, удаленных от магматических тел.

Высоко- и среднетемпературные водные растворы существуют под достаточно высоким давлением. Попадая в условия меньших давлений, они выкипают, поэтому на небольших глубинах не проявляются. Д. С. Коржинский (1962) на основании указанной закономерности объясняет отсутствие среднетемпературного минералообразования в приповерхностных условиях: исчезновение присущих ему минеральных ассоциаций (эпидот, актинолит и т. д.) происходит на глубине порядка 1 км.

Воздействие воды на температуру метаморфических преобразований, так же как и при магматических процессах, проявляется и в значительном снижении начальной температуры плавления пород. Количественный эффект плавления силикатов иллюстрируется рис. 3.7. Добавление в систему других летучих компонентов, в частности углекислоты (рис. 3.8), приводит к снижению  $P_{H_2O}$  и повышает температуру начала плавления.

Как показал Д. С. Коржинский (1962), температура равновесия реакций дегидратации — гидратации не обнаруживает заметной зависимости от глубины. Это объясняется тем, что при метаморфических процессах упругость паров воды всегда поддерживается на определенном уровне, контролируемом температурой, но мало изменяющемся (вследствие конденсированности) от внешнего давления, а следовательно, и глубины.

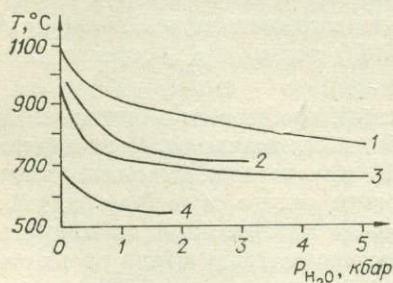


Рис. 3.7. Кривые понижения температуры при плавлении в зависимости от давления  $H_2O$  образцов базальта (1), сланца (2), гранита (3) и пегматита (4) по данным различных исследователей [Фации ..., 1970].

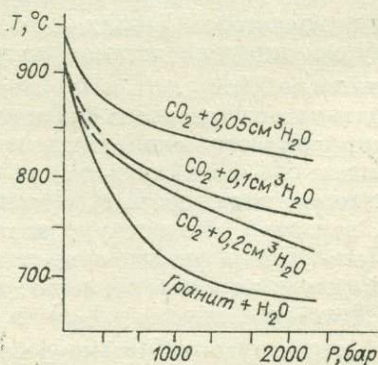


Рис. 3.8. Кривые плавления гранита в присутствии различных количеств  $H_2O$  и  $CO_2$  (данные П. Виллие и О. Таттла).

Иначе ведет себя углекислота. Температура реакций декарбонатизации — карбонатизации резко возрастает с глубиной, поэтому парциальное давление углекислоты увеличивается в этом же направлении по мере разложения содержащих  $\text{CO}_2$  минералов. Процесс вначале приводит к постепенному вытеснению карбонатов силикатами, но на высоких ступенях метаморфизма карбонаты становятся устойчивыми: происходит даже карбонатизация силикатов, богатых кальцием или магнием.

Вода — катализатор метаморфических реакций. Такие реакции по мере снижения количества воды замедляются вплоть до полного прекращения. При подобном метаморфизме У. Файф и другие (1962) объясняют каталитическое действие воды следующим образом: 1) вследствие растворяющей деятельности создается механизм для разрушения исходных соединений и тем самым увеличивается число частиц, эффективно участвующих в реакциях; 2) присутствие воды вызывает диффузию; 3) образование зародышей кристаллов и скорости их роста в водных растворах выше, чем в соответствующих твердых веществах. В качестве примера сошлемся на эксперименты с образованием форстерита:  $\text{SiO}_2 + 2\text{MgO} \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ .

В безводном состоянии при  $1000^\circ\text{C}$  за четыре дня в форстерит может быть преобразовано только 26% первоначального  $\text{MgO}$ , т. е. метаморфизм очень вялый — реакция практически не идет. При наличии водной среды реакция протекает в считанные минуты уже при  $450^\circ\text{C}$ , т. е. скорость ее повышается примерно в  $10^8$ — $10^{10}$  раз [Файф и др., 1962]. Интересно, что большой объем водной фазы вовсе не обязателен: если реагенты находятся в контакте, достаточно присутствия пленки адсорбированной воды.

Растворимость окислов и большинства силикатов в воде очень низкая. Реакции тогда проходят через стадию формирования промежуточных гидратированных форм, которые на следующем этапе уже реагируют между собой или с наиболее растворимыми компонентами. Весьма характерно для подобных «молекулярно-гидратных» реакций [Фации метаморфизма, 1970] растворение предыдущей фазы с образованием зародышей новой.

По мере возрастания степени метаморфизма относительное количество водных минералов уменьшается. Дегидратация протекает значительно быстрее, чем упомянутые «молекулярно-гидратные» реакции, но в то же время достаточно медленно, чтобы контролировать скорости некоторых метаморфических реакций. Поэтому она не влияет на более высокотемпературные эффекты потери воды, отмечаемые на дифференцированных кривых нагревания (рис. 3.9): по мере развития реакций скорости их уменьшаются и кривые вышолаживаются.

В отличие от реакций в безводных фазах, протекающих с очень малой энтропией, дегидратация и гидратация имеют большую энтропию. В этом у дегидратации и гидратации, хотя они противоположно направлены, известное сходство. Различие же вот в чем: энергетический барьер, который необходимо преодолеть для осуществления химической реакции, при дегидратации всегда выше такового при гидратации и выражается величиной, большей, чем теплота самой реакции. Причина в том, что переход гидроксила  $\text{OH}^-$  в молекулу  $\text{H}_2\text{O}$  и обратный процесс различны по своей природе, поскольку дегидратация сопровождается разрушением кристаллической решетки минералов.

Вода и кристаллизационная способность минералов. Уже отмечалось, что скорость роста зародышей кристаллов в водных растворах выше, чем в твердых фазах. Почему?

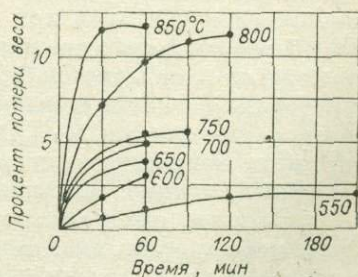


Рис. 3.9. Кривые дегидратации хлорита в зависимости от времени при различных температурах [Файф и др., 1962].

Образование зародышей кристаллов зависит от разницы поверхностной и свободной энергии, при этом в ускорении процесса большую роль играют различного рода «затравки». Кристалл растет путем конденсации частиц, которые затем мигрируют по его поверхности. Скорость роста в соответствии с первым законом Фика обязана концентрации диффундирующих веществ и коэффициенту диффузии. В твердой фазе, где низка энтропия, коэффициент диффузии ничтожен; наоборот, для водного раствора, отличающегося высокой энтропией, он выше на несколько порядков. Вот поэтому в водной среде и увеличивается кристаллизационная способность минералов. Не только возрастает скорость, но и снижается температура кристаллизации. Например, температура кристаллизации ксенолитов в перидотитах понижена по сравнению с безводным расплавом на 400°C, что, несомненно, объясняется присутствием воды.

Метаморфические системы высокотемпературных стадий обеднены водой: содержание  $H_2O$ , включая поровый флюид и водосодержащие минералы, не превышает 0,5—1,5% по весу. При плавлении пород эта вода стремится перейти в расплавы. В соответствии с коэффициентом распределения  $H_2O$  между метаморфической системой и расплавами этот эффект, как полагает В. С. Соболев [Фации метаморфизма, 1970], имеет реальное значение даже в случае переплавления сравнительно небольшой доли пород (10—15%). Как следствие падает давление флюида, что, естественно, сказывается на увеличении кристаллизационной способности минералов.

Рассматриваемое явление происходит одновременно с кристаллизацией выплавов в процессе регрессивного метаморфизма и сопровождается гидратацией. Когда же образовавшиеся расплавы переходят в более высокие этажи, то метаморфическая система обедняется водой. Такой механизм, вероятно, является одной из причин «сухости» пород некоторых высокотемпературных фаций. Вообще после того, как в ходе прогрессивного метаморфизма удаляется вода, система становится по существу герметичной в отношении обратной диффузии воды, которая необходима для регрессивного метаморфизма.

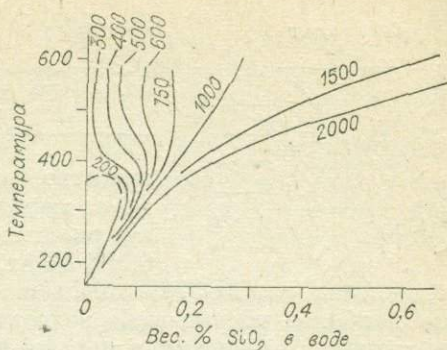
Вода — активный растворитель минералов при метаморфизме. Растворение химических соединений, их вынос из метаморфической системы или перераспределение внутри нее обусловлены свойствами воды-растворителя. Эти свойства при высоких температурах и давлениях становятся специфическими, отличными от «нормальных» или «обычных».

В зависимости от характера растворимости в воде минералы при метаморфических процессах делятся на две группы: относительно хорошо растворимые —  $NaCl$ ,  $KCl$ , силикаты калия — и трудно растворимые, куда относится большинство минералов, в частности силикаты и карбонаты [Файф и др., 1962].

Растворимость соединений, подобных  $NaCl$ , с возрастанием температуры и давления увеличивается вдоль кривой жидкость — пар. В случае отсутствия кристаллов при температурах до 900°C и давлениях меньше 2000 бар возможно существование жидкой и газообразной фаз. Если же происходит плавление  $NaCl$ , то при температуре ниже 900°C появляются переходные разности между чистой водой и чистым расплавом. Таким образом, в системе  $NaCl-H_2O$  критических явлений не наблюдается: до тех пор, пока присутствует твердая фаза  $NaCl$ , всегда имеется жидкая фаза, начиная от точки плавления льда до точки плавления  $NaCl$ .

Силикаты, как и многие минералы, ведут себя иначе. Будучи практически нерастворимыми в «нормальных» термодинамических условиях, они в случае низких давлений (менее 1000 бар) остаются таковыми (растворимость их даже уменьшается) и при повышении температуры. Характерно, что у кремнезема растворимость приближается к нулю у критической точки воды, на свойства которой присутствие  $SiO_2$  мало влияет. Вероятно, должна быть и другая критическая («конечная») точка системы, связанная

Рис. 3.10. Изобарические кривые растворимости  $\text{SiO}_2$  в воде в зависимости от температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) и давления (бар).



с жидким  $\text{SiO}_2$ , так как при давлениях свыше 1000 бар растворимость кремнезема быстро возрастает (рис. 3.10). При возрастании давления от 2 до 10 кбар и температуре 700—800 $^{\circ}\text{C}$  растворимость  $\text{SiO}_2$  увеличивается от 1 до 6%, а в случае предельных их значений (температура 1050 $^{\circ}\text{C}$  и давление 8 кбар), когда метаморфизм сменяется плавлением, достигает 30% [Kennedy e. a., 1962].

Аналогичное изменение растворимости присуще другим силикатам. Правда, есть небольшая группа переходных минералов (силикаты натрия, некоторые карбонаты и т. д.), растворимость которых уже при низкой температуре может быть значительной, но верхняя критическая точка в отличие от кварца достигается на сравнительно невысоких ступенях давления. Некоторые минералы растворяются инконгруэнтно, т. е. состав растворенного вещества отличается от состава фазы, подвергшейся растворению. Так, альбит переходит в раствор частично, в оставшаяся в растворе твердая фаза оказывается обогащенной алюминием.

Не повторяя здесь всего, что уже говорилось о воде-растворителе (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»), обратим ниже внимание на некоторые особенности воды, обязанные высоким температурам и вытекающие из термодинамического анализа [Файф и др., 1962; Земля. Т. 1, 1974].

1. По мере увеличения температуры ионизация водных растворов становится все менее предпочтительной. Особенно это характерно для высоких температур и низких давлений, когда у взаимодействующих молекул воды очень сильно возрастает энтропия и по мере повышения температуры увеличивается комплексообразование (см. раздел 1.1).

2. С ростом температуры усложняется состав водяного пара, находящегося в равновесии с твердым веществом. В отличие от «обычной» температуры, при которой газовая фаза довольно проста (содержит несколько веществ в молекулярной форме), по мере увеличения температуры растет число различных молекул и равновесие может быть достигнуто за счет усложнения состава флюида. Вероятно, следует ожидать, что при высоких температурах флюидные фазы будут постепенно приобретать молекулярный характер. Преобладание молекул в высокотемпературных растворах отмечается для умеренных давлений, когда плотность растворителя ниже единицы. Примером является реакция ( $T = 600\text{—}700^{\circ}\text{C}$ ):  $\text{SiO}_2 + 2\text{NaCl} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{SiO}_3 + 2\text{HCl}$ .

3. Наиболее важным фактором, обуславливающим растворяющую способность  $\text{H}_2\text{O}$  при метаморфизме, является высокая активность водородных и гидроксильных ионов, что обеспечивает соответствующие агрессивные свойства водных растворов. Поскольку вода при высоких температурах и при pH, равном 7, становится более сильной кислотой, чем обычные кислоты, глубокие преобразования пород осуществляются даже очень слабо минерализованными растворами.

Если нарастающий метаморфизм представить в виде серии реакций дегидратации, то следует признать, что тогда освобождается большое количество связанной воды. Приняв среднее содержание воды в исходных вулканогенно-осадочных породах за 7% и учтя массу метаморфизованных пород, А. В. Сидоренко и О. М. Розен (1979) попытались определить ко-

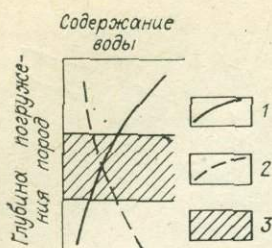


Рис. 3.11. Схема поведения воды при магматизме и метаморфизме.

1 — осадочно-метаморфические породы, 2 — магматические породы, 3 — так называемая «зона минимального водосодержания»  
Г. Ю. Валукониса и А. Е. Ходькова.

личество воды, высвободившееся при метаморфизме из пород кристаллических щитов и оснований континентов. Получилась громадная цифра —  $0,388 \cdot 10^{18}$  т, что составляет почти 30% массы мирового океана, или же 37% от подземной гидросферы. Эти авторы считают, что наиболее интенсивные водоотделения приходились на главные эпохи гранитообразования и метаморфизма в докембрии. В числе других следствий этот водный поток, очевидно, вызывал питание подземных вод, изменение уровня Мирового океана, мобилизацию и перераспределение химических элементов в земной коре.

Однако роль воды в метаморфизме не ограничивается только высвобождением ее из пород. Несомненно, имеет место и обратный процесс — участие подземных вод метеорного, морского или магматического генезиса в метаморфических процессах. Уместно сослаться на исследование Х. Тейлора и его сотрудников [Wenner, Taylor, 1976; Magaritz, Taylor, 1976]; по результатам изотопных исследований они установили участие нагретых метеорных и морских вод в образовании докембрийской гранито-риолитовой толщи в Сент-Франсисе штата Миссури и регионально-метаморфических пород францисканской формации Калифорнии. Масштабы этого влияния пока не совсем ясны, но участие вод различного генезиса в метаморфизме не вызывает сомнения.

В заключение сравним характер взаимодействия воды с породой при магматизме и метаморфизме. Противоположная направленность поведения воды с изменением термодинамических условий в обоих процессах выражается отчетливо: магматические породы по мере подъема и остывания преимущественно освобождаются от воды, а метаморфические, наоборот, обезвоживаются главным образом при погружении и нагревании. Поэтому в приповерхностной части более водонасыщены обычно метаморфические породы, в нижней — магматические. Правда, из этой очевидной закономерности вовсе не следует делать умозрительного вывода [Валуконис, Ходьков, 1978] о существовании некоей «средней зоны минимального водосодержания» (рис. 3.11), располагающейся в области пересечения кривых водосодержания магматических и метаморфических пород. Несостоятельность его видна уже хотя бы потому, что, во-первых, практически такие кривые не обязательно пересекаются в «средней зоне» (порой пересечения вообще нет) и, во-вторых, магма по мере подъема не только теряет воду, но и поглощает ее из окружающих пород (см. гл. 2). В целом, по-видимому, при прочих равных условиях в верхней части разреза сохраняется тенденция уменьшения водосодержания пород с глубиной (см. рис. 3.1, «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»), хотя конкретная обстановка может в эту тенденцию вносить существенные коррективы. Например, сказывается состав магмы: кислая примерно в два раза водообильнее основной, первая отдает воду большей частью вблизи поверхности, вторая — на глубине и т. д.

### 3.5. МАСШТАБЫ РАЗЛОЖЕНИЯ И СИНТЕЗА ВОДЫ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ

Современные взгляды на земную кору как динамическую систему сложились под влиянием представлений В. И. Вернадского, А. П. Виноградова, В. М. Гольдшмидта и других о цикличности геологических про-

цессов и геохимии земных недр. Коллективом исследователей под руководством А. В. Сидоренко предложена принципиально новая концепция о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов [Сидоренко, 1976; Докембрий..., 1978; Проблемы..., 1979]. Геологическое значение воды в этих процессах определяется не только и не столько ее механическим захватом осадками, переносом на большие глубины и освобождением в результате уплотнения последних, сколько ее непосредственным участием в геохимических преобразованиях горных пород, органических веществ и газов, приводящих к строго направленному разложению и синтезу молекул  $H_2O$ . Совокупность явлений и процессов, сопровождающих такую деятельность водных растворов в направленно-поступательном развитии земной коры, получила наименование *геохимического цикла воды*. Такой цикл начинается в зоне гипергенеза с момента попадания атмосферных осадков в горные породы, продолжается на всех этапах гидрологического и геологического круговоротов и заканчивается выходом на дневную поверхность возрожденных в зоне регионального метаморфизма глубинных вод (см. рис. 4.8 в кн. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

В процессе геохимического цикла вода, разлагаясь и синтезируясь, производит огромную геологическую работу. Достаточно напомнить, что образование всех глинистых и карбонатных толщ, метаморфических пород или метасоматических гранитов — результат такой деятельности воды. Становится все более очевидным, что осадочно-метаморфический процесс созидания земной коры — это своего рода инверсионный механизм, через который в наружных оболочках Земли циклически обращаются огромные массы химических соединений: воды, газов, рудообразующих элементов, органических веществ. Однако количественные данные по оценке таких циклических процессов, полученные в последнее время, чрезвычайно важны для познания закономерностей образования осадочной оболочки.

Характеризуя разложение и синтез воды в процессе литогенеза и метаморфизма, С. Л. Шварцев (1975) различает четыре этапа эволюции вещества глин. На первом этапе (кора выветривания) происходит разложение больших масс воды, связывание глинами иона водорода и образование в растворе гидроксильной группы  $OH^-$ , которая, взаимодействуя с  $CO_2$ , формирует ион  $HCO_3^-$ . На втором этапе (седиментогенез) глины связывают большое количество (10—20% от веса) свободной воды, одновременно происходит повышение парциального давления иона водорода и образование разнообразных гидридных соединений ( $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$  и др.). В итоге формируется восстановительная геохимическая обстановка, способствующая протонированию оснований органических соединений. Третий этап (диагенез и катагенез) характеризуется трансформацией монтмориллонита и каолинита в иллит и хлорит, что обеспечивает дальнейшее разложение воды, но уже с выделением иона водорода в раствор и связыванием глинами гидроксильной группы  $OH^-$ , а также ионов магния и калия; равновесие еще больше сдвигается в сторону образования гидридов. Наконец, четвертый этап (метагенез и метаморфизм) отличается не разложением, а синтезом молекул воды и образованием свободной  $CO_2$ , что ведет к резкому повышению окислительно-восстановительного потенциала всей системы; формирующиеся возрожденные воды отличаются высокой агрессивностью.

Интерес представляют масштабы разложения и синтеза воды в процессе литогенеза и метаморфизма. Начальный этап такого разложения, как уже отмечалось, связан с процессами выветривания горных пород. По оценке С. Л. Шварцева (1978) только подземные воды приводят к выветриванию в зоне гипергенеза от 4,2 (тундра) до 50,8 т/год·км<sup>2</sup> (субтропические леса) горных пород. В этих процессах разлагается от 0,7 до 18 т/год·км<sup>2</sup> воды. С другой стороны, если принять, что современные осад-

ки содержат в среднем 6,3% конституционной воды, а скорость их образования равна  $2,5 \cdot 10^{10}$  т/год [Гаррелс, Маккензи, 1974], то нетрудно рассчитать, что ежегодно на Земле только за счет обменных процессов с горными породами разлагается  $0,16 \cdot 10^{10}$  г воды, т. е. на площади материков — 4,5 т/год·км<sup>2</sup>. Цифры, как видим, огромные.

Выветривание горных пород с разложением воды и связыванием ее ионов вторичными продуктами интенсивно протекает и на дне океанов [Anderson e. a., 1976; Juteau e. a., 1979; и др.]. Масштабы этих явлений пока не совсем ясны, но они, по имеющимся оценкам, не уступают выветриванию на континентах. Если принять, что интенсивность выветривания базальтов на океаническом дне протекает в 4 раза медленнее, чем на континентах, то и в этом случае с учетом большей площади океанического дна получим, что объем разложения воды должен составлять не менее  $0,08 \cdot 10^{10}$  т/год. Если к этому добавить, что разрушение пород водой, а значит, и разложение ее молекул на ионы продолжается на всем этапе захоронения горных пород вплоть до начала проявления процессов метаморфизма (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»), то станет очевидным грандиозность и масштабность даже с геологических позиций рассматриваемых явлений. Количество разлагающейся на ионы воды в процессах диагенеза и катагенеза осадков пока не поддается учету, но вряд ли оно будет меньше, чем в процессах гальмиролиза.

Количество масштабы ионного разложения воды при ее взаимодействии с горными породами оцениваются не менее  $0,3 \cdot 10^{10}$  т/год. В этой связи уместно напомнить замечание У. Д. Келлера (1963, с. 100) о том, что «большая часть воды была диссоциирована на ионы  $H^+$  и  $OH^-$  с того времени, когда началось химическое выветривание». Если бы современная скорость образования осадков оставалась постоянной в течение всего фанерозоя (600 млн. лет), то это должно привести к разложению  $1,8 \cdot 10^{18}$  т воды, что приближается к массе всей гидросферы — наземной и подземной\*. Подобные масштабы ионного разложения воды для фанерозоя представляются завышенными, так как по данным Р. М. Гаррелса и Ф. Т. Маккензи (1974) скорость эрозии в наше время значительно выше средней за весь период геологического прошлого. Попробуем подойти к оценке объемов разложенных вод в отложениях фанерозоя с иных позиций.

Как известно, масса осадочных пород составляет  $3,23 \cdot 10^{18}$  т, из которых  $1,8 \cdot 10^{18}$  т отложения фанерозоя и  $1,4 \cdot 10^{18}$  т породы докембрия [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Средний состав осадочных пород по данным тех же авторов представлен следующими минералами (%): альбит — 6; калиевый полевой шпат — 6; гематит — 4; кварц — 35; кальцит — 7; доломит — 4; иллит — 27; хлорит — 7 и монтмориллонит — 3. Пересчет этих данных показывает, что осадочные породы в среднем содержат 4,13% конституционной воды. Необходимо, однако, учесть, что докембрийские толщи, видимо, в большей мере обезвожены и поэтому содержание конституционной воды в фанерозойских отложениях должно быть более высоким, что и подтверждают данные рис. 3.12, заимствованного из работы А. В. Сидоренко и других [Докембрий..., 1978]. Приняв среднее содержание конституционной воды равным 5,0%, нетрудно рассчитать, что количество разложенной на ионы воды в отложениях фанерозоя составит  $0,09 \cdot 10^{18}$  т, или 8,5% массы подземной гидросферы.

Если прибавить к полученным данным конституционную воду докембрийских толщ в количестве  $0,04 \times 1,4 \cdot 10^{18}$  т =  $0,056 \cdot 10^{18}$  т, то суммарная масса разложенной воды в осадочных породах возрастает до  $0,146 \cdot 10^{18}$  т. Это составляет 13% подземной гидросферы и приближается к массе поро-

\* Напомним, что совокупная масса гидросферы, как указывалось в кн. «Общая гидрогеология», составляет  $2,53 \cdot 10^{18}$  т, в том числе  $1,07 \cdot 10^{18}$  приходится на подземную гидросферу.

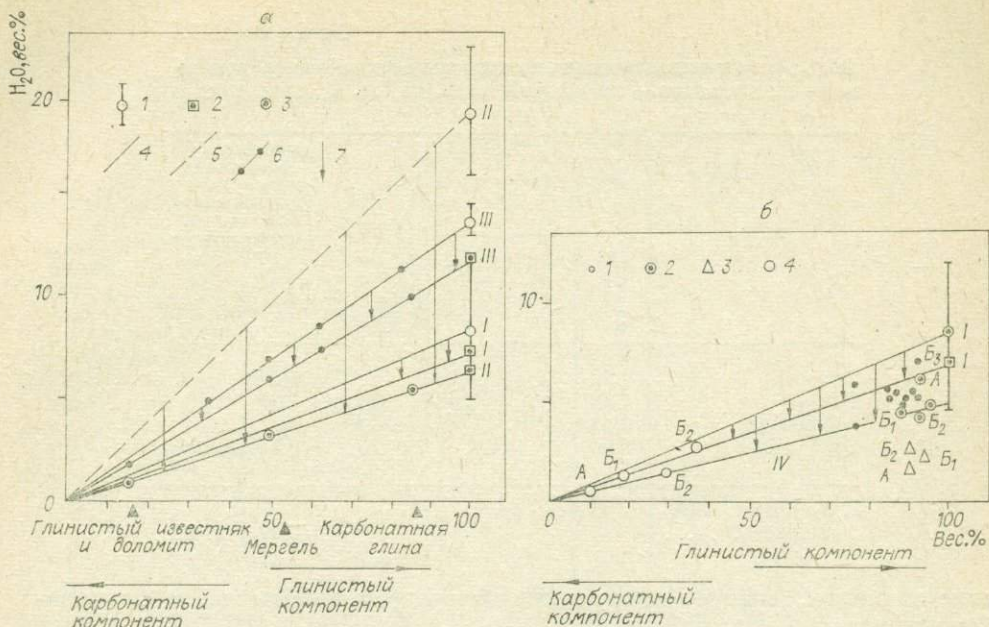


Рис. 3.12. Вариации содержаний кристаллизационной воды в породах карбонатно-глинистого ряда.

а — по Ф. Кларку—1—3 — содержание воды в глинистых минералах и глинистых фракциях: 1 — среднее по анализам глинистых минералов, 2 — содержание в характерных глинистых фракциях, 3 — расчетное содержание для наиболее распространенных типов пород; 4—7 — вариационные линии для карбонатно-глинистых компонентов: 4 — гидрослюдистого состава, 5 — монтмориллонитового состава, 6 — каолинитового состава, 7 — направление изменения содержания  $H_2O$  при литификации отложений.

б — по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому — содержание воды в глинистых, песчаных и карбонатных породах по средним данным: 1 — глинистые отложения Русской платформы, 2 — глины, 3 — пески, 4 — карбонатные отложения. Характерные точки и линии для глинистых компонентов: I — гидрослюдистого состава, II — монтмориллонитового состава, III — каолинитового состава, IV — вариационная линия содержания  $H_2O$  в метаморфизованных горных породах карбонатного ряда. Б<sub>1</sub> — платформы, Б<sub>2</sub> — геосинклинали, Б<sub>3</sub> — современные океанические осадки.

вых вод в неметаморфизованных породах, оцениваемой в  $0,33 \cdot 10^{18}$  [Гаррелс, Маккензи, 1974].

Полученные значения, вероятно, следует считать все же минимальными. Дело в том, что в обычных анализах содержание конституционной воды в горных породах, как правило, специально не изучается, а имеющимися цифрами демонстрируется лишь близость общей суммы компонентов к 100%. Теоретически же каолинит содержит 14% конституционной воды, хлориты — 10—14, гидрослюды — 5—9; монтмориллонит — 4—8 и т. д. Если учесть, что на стадиях диагенеза и катагенеза продолжается растворение терригенных пород с образованием аутигенных глин и карбонатов, а все первоначально полиминеральные ассоциации на стадии позднего катагенеза становятся одинаковыми, состоящими только из гидрослюды и хлорита [Зхус, 1978], то становится очевидным, что масса разложенной на ионы воды к низам разреза должна возрастать. Нельзя не отметить и то обстоятельство, что часть конституционной воды теряется глинистыми осадками еще до начала метаморфизма (см. рис. 3.12), т. е. масса фактически разложенной на ионы воды выше ее содержания в реальных породах.

Как показывают расчеты, в осадочных неметаморфизованных породах заключено примерно 10% воды в разложенном на ионы состоянии. Еще большее количество воды участвовало в процессах разложения и синтеза ее на ионы в ходе формирования и последующего преобразования осадочных пород вплоть до стадии метаморфизма. Столь огромные количества воды при выделении трансформируют осадки, мобилизуют химиче-

Таблица 3.4

Вода пород кристаллических комплексов верхней части земной коры континентов — гранитный слой (по А. В. Сидоренко и др.)

Порода	Содержание воды, вес. %			Доля пород в общем объеме отложений (об. %) по А. В. Ронову, А. А. Ярошевскому (1976)	Относительное содержание воды в каждом типе пород, вес. %	
	конституционной	поровой	общее в исходных породах		суммарной	конституционной
Пески	2,62	4,08	6,70	18,0	1,21	0,43
Глины	4,48	8,00	12,48	38,1	4,76	1,86
Карбонаты	1,55	1,96	3,51	21,9	0,77	0,34
Эффузивы	1,06			22,0	0,23	0,23
Среднее взвешенное . . . .					6,97	2,86

ские элементы, меняют геохимическую среду и пополняют запасы свободных вод.

Какое же количество захороненной и разложившейся воды достигает зоны метаморфизма и участвует в метаморфических процессах? Возможное на современном этапе решение этого вопроса выполнено А. В. Сидоренко с соавторами [Докембрий..., 1978], которые, используя обширные данные, рассчитали вероятное содержание конституционной и поровой воды в первичных, т. е. вступающих в стадию метаморфизма, породах докембрийских комплексов (табл. 3.4) и метаморфизованных породах. Эти цифры суммируют наиболее представительные данные о количестве конституционной воды для амфиболитовой и гранулитовой фаций, равные в среднем 0,9%. Содержание поровой воды для метаморфических пород в соответствии с их пористостью — 0,37%. Потеря воды при метаморфизме определена как разность между средним в исходных (6,97%) и средним в конечных типах метаморфических пород (1,27%), равная 5,7 вес.%. Если принять [Ронов, Ярошевский, 1976] массу гранитного слоя равной  $8,23 \cdot 10^{18}$  т и учесть потерю веса пород при дегазации, то можно определить общее количество воды, выделившейся при метаморфизме докембрийских отложений; оно окажется равным (см. раздел 3.4)  $0,388 \cdot 10^{18}$  т. Как показали А. В. Сидоренко и соавторы (табл. 3.5), в процессе формирования нижних горизонтов земной коры общая потеря воды составит 3,39% от веса исходных пород. Приняв массу базальтового слоя, равной  $11,89 \cdot 10^{18}$  т, А. В. Сидоренко и другие рассчитали, что масса освобожденной в этом случае воды будет  $0,316 \cdot 10^{18}$  т.

Таблица 3.5

Вода пород кристаллических комплексов нижней части земной коры континентов — базальтовый слой (по А. В. Сидоренко и др.)

Порода	Общее содержание в исходных породах, вес. %	Относительное содержание воды в каждом типе пород, вес. %	Доля пород в общем объеме отложений, об. %
Песчаники	6,70	2,08	31,0
Глины	12,48	2,00	16,0
Карбонаты	3,51	0,04	1,0
Базальты	1,00	0,36	36,0
Риолиты	1,12	0,18	16,0
Среднее взвешенное . . . .		4,66	

Полученные данные носят ориентировочный характер. Анализ табл. 3.6 показывает, что при формировании нижних и верхних горизонтов только континентальной коры в процессе геологического круговорота (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология») захоронились

Вода в неметаморфизованных отложениях неогена и исходных докембрийских породах кристаллических комплексов щитов (по А. В. Сидоренко и др., с изменениями)

Захороненные воды	Масса воды, $10^{18}$ т	Доля от массы подземной гидросферы, %	Масса пород, соответствующая континентальной коре, $10^{18}$ т	Предполагаемый интервал времени формирования, млрд. лет
Поровые неметаморфизованных отложений	0,33	31	3,44	1,6—0
Освобожденные при метаморфизме из пород, составляющих верхнюю часть земной коры континентов (гранитный слой)	0,388	37	9,23	3,5—1,6
Выделившиеся при метаморфизме из пород, составляющих нижнюю часть земной коры континентов (базальтовый слой)	0,316	30	11,89	4,5—3,5
Общее количество, захороненное в горных породах земной коры за всю историю Земли	1,034	98		

и затем при метаморфизме выделялись огромные количества воды. В общей сложности количество захороненной и освобожденной воды при метаморфизме пород докембрия составляет около 70%, а за всю историю Земли — почти 100% наземной гидросферы. Видимо, нельзя не считаться с другими процессами разложения воды, в частности радиолизом [Вовк, 1979], фотосинтезом (см. гл. 5) и др. Поэтому заключение А. В. Сидоренко о том, что «на протяжении почти всей геологической истории Земли существование свободных вод океана обуславливало ход процессов выветривания и осадконакопления» [Докембрий..., 1978, с. 39], вряд ли можно считать преувеличенным.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев В. П., Коробкин В. И. Инженерная геология. М.: Высш. школа, 1973. 299 с.  
 Бельый Л. Д., Попов В. В. Инженерная геология. М.: Стройиздат, 1975. 312 с.  
 Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.  
 Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза.— В кн.: Геология и геохимия. Вып. 1(7). Л.: Гостоптехиздат, 1957, с. 156—176.  
 Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 246 с.  
 Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М.: Недра, 1979. 232 с.  
 Гаррелс Р. М., Крайст У. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.  
 Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.  
 Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. 312 с.  
 Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 419 с.  
 Заруба К., Менцль В. Инженерная геология. М.: Мир, 1979. 468 с.  
 Зверев В. П., Тимофеев П. П. Гидрогеохимические фациальные среды современного осадконакопления Колхиды и направление преобразования минерального вещества в процессе седиментогенеза.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 1, с. 57—76.  
 Земля. Введение в общую геологию. В 2-х томах/Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. М.: Мир, 1974. 845 с.  
 Зхус И. Д. Глинистые минералы различных климатических и гидрохимических зон на разных стадиях литогенеза.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 2, с. 426—429.  
 Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 255 с.  
 Кашик С. А., Карпов И. К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.  
 Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 85—197.  
 Коломенский Н. В. Инженерная геология. Ч. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 320 с.

- Коломенский Н. В., Комаров И. С. Инженерная геология. М.: Высшая школа, 1964. 480 с.
- Копорули В. И. О специфике катагенеза терригенных пород осадочных толщ морского и континентального генезиса.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 4, с. 913—916.
- Коржинский Д. С. Теория процесса минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 205 с.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.
- Логвиненко Н. В. Постдиagenетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 479 с.
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— Природа, 1950, № 7, с. 19—28.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М.: Географгиз, 1952. 367 с.
- Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.
- Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л.: Недра, 1977. 142 с.
- Петров В. П. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания.— Геология рудных месторождений, 1962, № 4, с. 65—77.
- Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 9—61.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Рухин А. Б. Основы литологии. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
- Рященко Т. Г. Лессовые породы и связанные с ними процессы в зоне влияния водохранилищ Восточной Сибири.— В кн.: Тезисы докладов Всес. научно-технич. совещания по динамике берегов водохранилищ, их охране и рациональному использованию. Черкассы, 1979, с. 87—90.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2-е. М.: ГОНТИ, 1939. 488 с.
- Селевой паводок в г. Слюдянке на Байкале/Ред. В. П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 72 с.
- Сергеев Е. М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978. 884 с.
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестник АН СССР, 1976, № 1, с. 113—126.
- Сидоренко А. В., Розен О. М. Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 9—21.
- Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. Изд. 1-е, 1961. 186 с.; изд. 2-е, 1971. 216 с. М.: Недра.
- Смирнов В. П. Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е, 1969, 687 с.; изд. 3-е, 1976. 688 с. М.: Недра.
- Справочник по инженерной геологии/Ред. М. В. Чуринов. М.: Недра, 1968. 540 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Тимфеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2, с. 32—43.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
- Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Шварцев С. Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза.— Геология и геофизика, 1975, № 5, с. 60—69.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 288 с.
- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 219 с.
- Энгельгарт В. Поровые водные растворы и катагенез пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, с. 443—458.
- Anderson T. F. e. a. Geochemistry and diagenesis of deepsea sediments from leg 35 of the Deep Sea Drilling Project.— Nature, 1976, v. 261, N 5560, p. 473—476.
- Fournier F. Climatet erosion.— Presses Universitaires de Franse. Paris, 1960. 120 p.
- Helgeson G. Evolution of irreversible reaction in geochemical process involving minerals and igneous solutions.— Geochim. et Cosm. Acta., 1968, v. 32, p. 853—877.
- Juteau Th. e. a. Preliminary results: mineralogy and geochemistry of alteration products in leg 45 basement samples. Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. V. 45. Washington, 1979, p. 613—645.
- Kennedy G. C., Wasserburg G. J., Heard H. C., Newton R. C. The upper Three-phase region in the system  $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ .— Amer. Journ. Sci., 1962, v. 260, p. 501—521.
- Magaritz M., Taylor H. P. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan Formation, Coast Range, California.— Geochim. et Cosm. Acta, 1976, v. 40, N 2, p. 215—234.

- Paces T. Chemical characteristics and equilibrium in natural water-feisic rock system.— *Geochim et Cosm. Acta*, 1971, v. 36, p. 217—240.
- Rankama K., Sahama Th. *Geochemistry*. Chicago, Univ. of Chicago Press., 1950. 912 p.
- Tardy Y. *Geochemie des alterations. Etude des arenes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique.*— *Mém. Serv. Carte géol. Ais. Lorr., Strasbourg*, 1969, N 31. 199 p.
- Wenner D. B., Taylor H. P. Oxygen and hydrogen isotope studies of Precambrian granite-rhyolite terrane, St. Francois Mountains, southeastern Missouri.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, N 11, p. 1587—1589.

#### 4. ПОДЗЕМНАЯ ГИДРОСФЕРА И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Исследования на стыке гидрогеологии и сейсмологии привлекают в последнее время все возрастающее внимание. Они акцентируют внимание на таких главных направлениях: участии воды в сейсмических процессах, включая воздействие гидрогеологических условий на сейсмичность территории; поисках гидрогеологических предвестников землетрясений; влиянии землетрясений на подземные воды; прогнозировании сильных землетрясений по гидрогеологическим предвестникам. Исследования далеки от завершения, и здесь излагаются первые их результаты.

##### 4.1. УЧАСТИЕ ВОДЫ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Интерес к рассматриваемой проблеме возник в конце 60-х годов, когда накопленный материал позволил подойти к изучению физики землетрясений и приступить к построению моделей сейсмического очага. При обсуждении этого вопроса необходимо учитывать, с одной стороны, количество и состояние воды там, где располагаются очаги землетрясений, и влияние воды на деформационные процессы, происходящие в очагах, — с другой.

**Обводненность пород в очагах землетрясений.** Землетрясения разделяются по глубине гипоцентра на три типа: мелкофокусные (до 70 км), промежуточные (70—300 км) и глубокофокусные (300—700 км). Большая часть очагов землетрясений локализуется в земной коре на глубинах менее 20—30 км, у некоторых она не превышает вообще 10 км. По крайней мере, при мелкофокусных землетрясениях вода должна рассматриваться как составная часть среды, где развиваются сейсмические процессы.

Пористость, а следовательно, и обводненность горных пород убывают с глубиной. Однако пористые и трещиноватые породы обнаружены на максимальных глубинах, достигнутых бурением. О достаточно высокой эффективной пористости и трещиноватости пород на глубинах 4—10 км свидетельствуют значительный дебит глубоких скважин на нефтегазовых месторождениях и упомянутые водопроявления Кольской сверхглубокой скважины.

Образованию раскрытых пор и трещин в глубоких горизонтах способствуют некоторые вторичные процессы. Вода, заполняющая поры и трещины, препятствует их смыканию даже в условиях весьма высокого давления. Исходя из современных представлений по этому вопросу (Г. Д. Афанасьев, Н. И. Хитаров и др.), можно ожидать наличия заполненных водой пор и трещин в пределах большей части земной коры до глубин, где породы переходят в пластичное состояние, а температуры достигают критических значений для водных растворов.

При развитии процессов разрушения горных пород, протекающих с участием воды, важную роль играют ее давление и величина его отношения к геостатическому давлению. Эти показатели в различных гидрогеологических условиях изменяются в значительных пределах [Киссин, 1967]. При наличии гидравлической связи водоносного горизонта или трещинной зоны с дневной поверхностью отношение пластового (порового) давления к геостатическому имеет величину 0,43—0,48. Для глубинных, существенно изолированных зон это отношение может приближаться к 1 или же под воздействием тектонических напряжений превышать 1. В зонах гидрогеодинамических аномалий близкие к 1 величины этого отношения встречаются уже на глубинах 1—4 км.

Гидрогеологические особенности пород в зонах сейсмических очагов слабо изучены. Эти особенности зависят от приуроченности определенного сейсмоактивного района к артезианскому бассейну или гидрогеологическому массиву. Поскольку очаговые зоны чаще всего связаны с крупными разломами или узлами их пересечения, они должны отличаться повышенной обводненностью от соседних менее нарушенных участков. Степень обводненности и условия водообмена в таких зонах возрастают в случае растягивающих напряжений. Сейсмическая деятельность является фактором, активизирующим водообмен.

**Влияние воды на деформации в очагах землетрясений.** Физическое и физико-химическое воздействие воды при ее наличии в зонах сейсмических очагов оказывает заметное влияние на деформационные процессы в очагах.

Высокое давление поровых или трещинных вод нейтрализует геостатическую нагрузку и снижает трение при формировании разрывных дислокаций. М. К. Хабберт и В. Раби [Hubbert, Rubey, 1959] показали существенную роль этого явления в механизме крупных надвигов.

В водонасыщенной породе полное нормальное напряжение  $\sigma$  складывается из эффективного напряжения  $\sigma_0$  и нейтрального напряжения или давления поровой жидкости  $P$ :

$$\sigma = \sigma_0 + P. \quad (4.1)$$

Так как сопротивление сдвигу зависит только от эффективного нормального напряжения, известное уравнение Мора — Кулона приобретает вид

$$\tau = c + (\sigma - P)f, \quad (4.2)$$

где  $\tau$  — напряжение сдвига (касательное напряжение);  $c$  — сцепление;  $f$  — коэффициент трения.

Как видно из уравнения (4.2), с ростом давления поровой жидкости уменьшается трение на плоскости сдвига и снижается напряжение, необходимое для осуществления сдвиговых деформаций в очаге землетрясения.

Высокое давление порово-трещинных вод приводит также к возникновению и расширению трещин подобно тому, как это осуществляется при гидравлическом разрыве пласта в нефтепромысловой практике. Развитие трещин в массиве увеличивает напряжение сдвига по площади сохранившихся связей. В водонасыщенной породе эти напряжения изменяются иначе, чем в сухой. Если трещины заполнены водой, относительный рост напряжения сдвига по площади сохранившихся связей может быть выражен отношением [Киссин, 1972]

$$\frac{\Delta\tau}{\tau} = \frac{\tau' - \tau}{\tau} = \frac{m}{1-m} \left( 1 - f \frac{\sigma - P}{\tau} \right), \quad (4.3)$$

где  $\tau'$  — новое напряжение сдвига по площади сохранившихся связей;  $m$  — коэффициент, характеризующий долю рабочей площади сечения, затронутую трещинами; остальные обозначения см. в формуле 4.2.

Из формулы (4.3) следует, что при увеличении давления порово-трещинных вод  $P$  относительный рост напряжения сдвига по площади сохранившихся связей также увеличивается.

Пока остаются очень малоизученными физико-химические процессы, происходящие в очагах землетрясений при участии порово-трещинных вод [Киссин, 1971]. К числу таких процессов относится снижение прочности пород под влиянием адсорбционного эффекта П. А. Ребиндера (1957). Расклинивающее воздействие адсорбционных слоев, образованных молекулами поверхностно-активных веществ и ионами электролитов, способствует развитию микротрещин. Наиболее значительно это воздействие проявляется при деформациях, предшествующих разрушению, когда вновь возникающие поверхности в процессе образования успевают покрыться адсорбционными слоями.

Как показали опыты Г. С. Ходакова и П. А. Ребиндера (1959), даже очень малые добавки воды (0,04%) заметно повышают эффективность диспергирования кварцевого песка по сравнению с сухим измельчением. Проникновение жидкости по границам зерен настолько ослабляет связь между ними, что материалы деформируются при нагрузках в 50—100 раз меньших, чем при отсутствии жидкости [Перцов, 1974]. Адсорбционный эффект зависит от состава подземных вод, их температуры и давления.

Упомянутые физические и физико-химические процессы могут происходить при низкой водонасыщенности пород. Таким образом, роль воды в физике очага для преобладающей части коровых землетрясений представляется вполне реальной. Рассмотрим эту роль применительно к двум основным гипотезам (моделям) подготовки землетрясений — *дилатантно-диффузионной* и *лавино-неустойчивого трещинообразования*.

Дилатантно-диффузионная модель разработана американскими исследователями [Nur, 1972; и др.]. Она основывается на экспериментально установленном явлении *дилатансии* — неупругого возрастания объема горных пород в процессе их сдвиговой деформации. Это возрастание происходит вследствие образования микротрещин. В данной модели предполагается, что вновь образовавшиеся трещины заполняются водой из прилегающих зон с некоторым запозданием, вследствие чего падает поровое давление, но после заполнения водой этих трещин оно возрастает.

Снижение и последующее возрастание порового давления приводит соответственно к увеличению и уменьшению прочности породы на сдвиговые деформации. В результате снижения прочности породы происходит ее разрушение — сейсмический разрыв. Таким образом, проникновение в трещины («диффузия») воды и возрастание ее давления рассматриваются как важные факторы подготовки сейсмического разрыва.

В изложенном механизме пока еще много неясного. Дилатантно-диффузионная модель требует серьезного анализа с гидрогеологических позиций.

1. Необходимо установить, как протекает процесс заполнения водой образующихся трещин и изменяется давление поровых вод применительно к различным условиям водонасыщенности, фильтрационных свойств и пьезопроводности, характерным для тех или иных очаговых зон. Можно ожидать, что в силу широкого разнообразия этих условий скорость и интенсивность процессов, связанных с «диффузией» воды, изменяется в очень больших пределах, а в некоторых случаях эффекты, предусмотренные дилатантно-диффузионной моделью, не осуществляются.

2. Указанная модель учитывает только один механизм воздействия воды на прочность пород в очагах землетрясений — механизм, обусловленный модифицированным законом Мора — Кулона. Между тем, как упоминалось выше, существуют другие виды физического и физико-химического воздействия воды, которые могут служить активным фактором трещинообразования.

3. В ряде случаев перед землетрясениями наблюдалось снижение уровня или напора подземных вод. Этот краткосрочный предвестник, который подробно рассмотрен ниже, на первый взгляд, соответствует дилатантно-диффузионной модели. Однако в свете новых данных такое соответствие не подтверждается. Изменение режима подземных вод отмечается за несколько дней или часов до толчка в неглубоких водоносных горизонтах скважинами, расположенными на различных расстояниях, иногда значительных (сотни километров) от очага. Нельзя допустить, что снижение уровня подземных вод связано с их оттоком в область дилатансии. Фильтрация воды, или передача напора, в течение нескольких суток на сотни километров противоречила бы законам динамики подземных вод. По-видимому, данный эффект обусловлен изменением напряженного состояния и развитием упругих деформаций в обширной области подготовки землетрясения.

Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования предложена советскими учеными [Мячкин, 1978; и др.]. В этой модели процесс развития трещин при подготовке землетрясения расчленяется на три стадии. На первой стадии под влиянием растущих напряжений увеличиваются количество и размеры трещин. Когда густота трещин достигает определенного предела, наступает вторая стадия — лавинообразное взаимодействие трещин и их распространение за счет разрушения перемычек. На третьей стадии неустойчивая деформация локализуется в узкой зоне, где образование трещин приводит к основному разрыву.

Как отмечает один из авторов модели лавинно-неустойчивого трещинообразования Г. А. Соболев (1979), модель эта не делает различий между законами подготовки разрушения в сухой и водонасыщенной породах. А ведь без учета водонасыщенности нельзя объяснить такие предвестники землетрясений, как изменение электрического сопротивления и различие скоростей сейсмических волн.

Если рассматривать участие воды в механизме деформаций, предусмотренном данной моделью, станет ясно, что деформации эти при прочих равных условиях должны развиваться быстрее и при напряжениях меньших, чем в сухой породе. Интенсивность образования мелких трещин будет усиливаться за счет расклинивающего действия адсорбционных пленок и актов гидроразрыва. Развитие трещин сдвига разных масштабов будет облегчено за счет уменьшения критических величин касательных напряжений при высоких давлениях воды. Наконец, разрушение перемычек между трещинами (вторая стадия), как это отмечалось выше, также облегчается по мере роста давления воды.

Таким образом, имеются достаточные основания считать, что вода влияет на процесс подготовки землетрясения, так как снижает пороговую величину тектонического напряжения, необходимую для сейсмического разрыва. Это подтверждается на примере возбужденных землетрясений, вызванных инженерной деятельностью человека.

Возбужденные землетрясения возникают при заполнении крупных водохранилищ, нагнетании воды через скважины в глубокие горизонты, эксплуатации нефтегазовых месторождений и т. д. Наибольшее внимание привлекают землетрясения, сопровождающие заполнение водохранилищ («плотинные» землетрясения).

Самое сильное землетрясение такого рода произошло в районе водохранилища Шиваджисагар на р. Койна в Индии. Это водохранилище расположено в западной части Деканского плато и вмещает 2780 млн. м<sup>3</sup> воды. Высота плотины ГЭС 103 м. Заполнение водохранилища было начато в 1961 г., а с 1962 г., когда объем воды был меньше половины проектного, начались слабые местные толчки. Их количество и сила увеличились к середине 1963 г. В течение четырех лет (по сентябрь 1967 г.) зарегистрировано 154 толчка с магнитудой 2—3 и интенсивностью 3—4 балла. Очаги

Сведения о возбужденных землетрясениях

Местонахождение	Высота плотины, м	Объем во- дохрани- лища, млн. м <sup>3</sup>	Начало заполне- ния	Основной толчок		
				Дата	Магниту- да	
Булдер (Мид), США	142	35 000	1935 г.	4.V	1939	5,0
Синфыльзьян, КНР	105	11 500	X 1959 г.	19.III	1962	6,1
Монтанар, Франция	147	275	IV 1962 г.	25.IV	1963	4,9
Кариба, Родезия, Замбия	125	160 000	XII 1958 г.	25.IX	1963	6,1
Кремаста, Греция	147	4 750	VII 1965 г.	5.II	1966	6,3
Койна, Индия	103	2 780	1961 г.	11.XII	1967	6,4

этих землетрясений были расположены в районе водохранилища на глубине 3—5 км. Сильные толчки с интенсивностью 6—7 баллов и магнитудой 5—5,5 отмечены 13 сентября 1967 г. [Губин, 1970]. В ночь с 10 на 11 декабря 1967 г. произошло землетрясение силой 8—9 баллов и магнитудой 6,3—6,4. Толчок этот ощущался в радиусе до 700 км [Gupte, 1968]. Эпицентр был расположен в районе плотины. Очаг находился на глубине от 10 до 60—70 км.

Сведения о некоторых наиболее сильных землетрясениях, происшедших во время заполнения водохранилищ (зарубежные исследования) даны в табл. 4.1. В Советском Союзе повышение сейсмической активности наблюдалось при заполнении Нурекского, Чарвакского, Чиркейского и других водохранилищ [Киссин, 1977].

Характерные особенности и условия возникновения землетрясений, связанных с водохранилищами, многократно исследованы. Мы коснемся лишь некоторых вопросов, имеющих непосредственное отношение к роли подземных вод в таких землетрясениях [Rothe, 1970; Киссин, 1976; Николаев, 1977].

Рассматриваемые землетрясения происходили в районах с более или менее высокой естественной сейсмической активностью. Заполнение водохранилищ, как и другие виды инженерной деятельности (исключая мощные взрывы), не порождает землетрясения, а лишь провоцирует их, способствуя разрядке накопившихся тектонических напряжений.

Землетрясения, связанные с образованием водохранилищ, обычно отличаются длительными периодами предшествующих и последующих толчков и малой глубиной очагов (чаще всего не более 5 км). В некоторых случаях, как это, например, упоминалось при землетрясении Койна, область очага распространялась от приповерхностной зоны до большой глубины.

Чаще всего возбужденная сейсмическая активность проявляется при глубине воды в водохранилище, превышающей 50—100 м. Наиболее сильные землетрясения происходили в районе водохранилищ глубиной более 100 м. Наблюдается хорошая корреляционная зависимость между уровнем воды в водохранилище и количеством толчков, при этом сильные землетрясения обычно соответствуют периоду наиболее быстрого подъема уровня (рис. 4.1). Стабилизация уровня воды сопровождалась уменьшением сейсмической активности.

Существует несколько мнений относительно спускового механизма «плотинных» землетрясений. Одно из них считает причиной нарушение гравитационного равновесия в земной коре под нагрузкой водных масс при заполнении водохранилища. Однако интенсивность напряжений под распределенной нагрузкой, как показывают расчеты, под вновь образованным водохранилищем затухает на небольшой глубине, поэтому ее роль в качестве спускового механизма невелика.

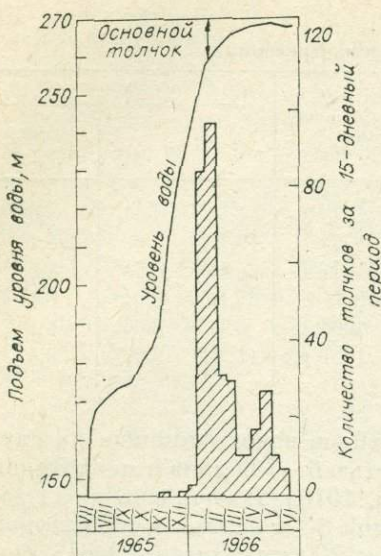


Рис. 4.1. Зависимость сейсмической активности от повышения уровня воды в водохранилище Кремаста, Греция [Rothe, 1970].

Второе объяснение имеет большее число сторонников, признающих определяющую роль воды как фактора, снижающего прочность пород в очагах возбужденных землетрясений. Применительно к возбужденным землетрясениям нужно рассматривать те же физические и физико-химические воздействия воды на прочность горных пород, что уже упоминались при описании естественных землетрясений. В то же время действие воды в случае возбужденных землетрясений становится более значительным, так как очаги этих землетрясений расположены в неглубоких зонах с относительно высокой водообильностью.

Повышение давления подземных вод в зоне водохранилища зависит от подъема уровня поверхностных вод, фильтрационных характеристик пород и гидрогеологических условий. Определенное значение имеет и распространение подпора грунтовых вод. При заполнении водохранилища наиболее значительное повышение пластовых давлений в глубоких водоносных горизонтах происходит при наличии гидравлической взаимосвязи их с поверхностными и грунтовыми водами. При отсутствии такой взаимосвязи пластовые давления будут повышаться в меньшей степени — только за счет увеличения нагрузки на водоносный горизонт.

Тот факт, что наиболее значительные землетрясения происходили в районах водохранилищ, где уровень воды достигал 100 м и более, свидетельствует о существенной роли повышения давления подземных вод в механизме таких землетрясений.

Усиление сейсмической активности в районе г. Денвер (штат Колорадо, США), начавшееся после закачки сточных вод в поглощающую скважину, дало толчок к исследованию возбужденных землетрясений, связанных с непосредственным воздействием на глубокие водоносные горизонты [Evans, 1966; Nealy e. a., 1968; и др.].

Скважина глубиной 3671 м вскрыла в интервале 3638—3671 м трещиноватые докембрийские гнейсы, куда сбрасывались сточные воды. Закачка воды была начата 8 марта 1962 г., а с конца апреля сейсмические станции стали регистрировать слабые толчки. В последующем была установлена зависимость частоты землетрясений от количества закачиваемой воды. При временном прекращении закачки число толчков резко снизилось. Наблюдалось также соответствие между сейсмической активностью и давлением воды на забое скважины. Статистический анализ сейсмической обстановки [Nealy e. a., 1968] подтвердил вывод о связи землетрясений с работой поглощающей скважины (рис. 4.2).

Очаги землетрясений, определенные по инструментальным данным, локализовались в небольшой зоне и имели глубину 4,5—5,5 км. В период с 1962 по 1967 г. было зарегистрировано свыше 1500 толчков с магнитудами до 3,0—3,4. После прекращения закачки воды толчки продолжались, а в 1967 г. произошли землетрясения с магнитудой 5,0—5,4.

Ф. Хили с соавторами [Nealy e. a., 1968], выполнившие расчеты на основе модифицированного уравнения Мора — Кулона, определили, что при росте давления воды на 120 бар фрикционное сопротивление сдвигу снизилось на 69 бар. При этом общее сопротивление сдвигу уменьшилось

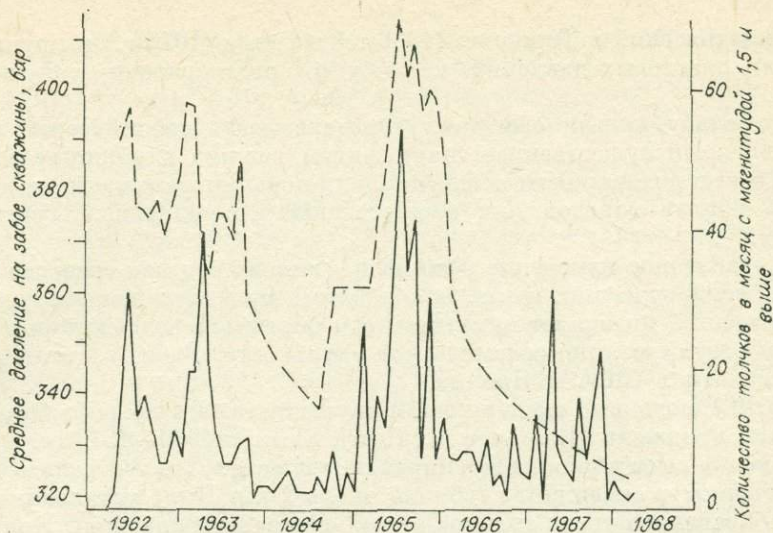


Рис. 4.2. Количество толчков в районе Денверской скважины (сплошная линия) и среднее давление жидкости на забое скважины (штриховая) по месяцам [Nealy и др., 1968].

до величины существующих тектонических напряжений, и начались сейсмические подвижки. В схеме очага Денверских землетрясений учитывалось также образование трещин гидравлического разрыва вокруг нагнетательной скважины.

Возбужденные землетрясения, сопутствующие эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, были зарегистрированы на месторождениях Ренджели (штат Колорадо, США), грозненских (СССР) и т. д. Механизм таких землетрясений связывают прежде всего со снижением пластовых давлений при добыче нефти или газа и последующим его восстановлением в случае нагнетания воды при законтурном заводнении. Такое изменение гидрогеодинамической обстановки влияет на фрикционное сопротивление в сейсмогенных разрывах.

Повышение сейсмической активности наблюдалось в районе Старогрозненского нефтяного месторождения. 27 мая 1971 г. здесь произошло землетрясение интенсивностью 7 баллов, магнитуда его 4,1, глубина очага 2,5 км. Это землетрясение последовало через 10 мес после начала закачки воды на месторождении и имело очень неглубокий очаг, что позволяет связывать его с изменением гидрогеодинамического режима. М. Н. Смирнова (1977) отмечает, что в течение первых пяти лет эксплуатации верхнемеловой залежи отбор нефти и воды снизил сейсмическую активность, однако по мере дальнейшего роста суммарного отбора нефти сейсмическая активность повысилась. Нагнетание воды в пласт с целью поддержания пластового давления привело к возрастанию количества толчков.

Пока остаются недостаточно изученными сейсмические последствия крупных депрессий напоров (пониженных давлений флюидов), которые образуются в глубоких горизонтах при интенсивной эксплуатации подземных вод, нефти или газа и осушении месторождений полезных ископаемых. В пределах таких депрессий возрастает фрикционное сопротивление сейсмическим подвижкам. Поэтому при наличии небольших тектонических напряжений деформации будут тормозиться, и сейсмическая активность уменьшится. Но в районах, где существуют мощные тектонические напряжения, рост фрикционного сопротивления может вызвать их высокую концентрацию, что увеличит опасность сильных землетрясений. Приуроченность эпицентров упомянутых грозненских землетрясений, а также силь-

ных землетрясений в Ташкенте (1966 г.) и Газли (1976 г.) к крупным депрессиям пластовых давлений как будто подтверждает такую точку зрения.

Поскольку нельзя еще точно предсказывать сейсмический эффект, обусловленный существенным нарушением режима глубинных вод, следовало бы по возможности исключать или ограничивать такие нарушения режима вблизи городов или ответственных сооружений в сейсмичных районах.

Направленное изменение режима подземных вод как средство регулирования землетрясений. Опыт, накопленный при изучении возбужденных землетрясений, позволяет наметить пути реального воздействия на очаги с целью регулирования сейсмической активности. Работы в этом направлении начаты в США и Японии.

В США подобные эксперименты осуществлялись на нефтяном месторождении Ренджели [Raleigh e. a., 1976]. Здесь в 1969—1973 гг. проводилась закачка воды в пласт и дренирование пласта. С этой целью использовались четыре скважины глубиной около 2 км. Была установлена зависимость месячного числа толчков от режима работы скважин. Количество толчков снижалось после того, как закачка воды сменялась откачкой. Очаги концентрировались вблизи существующего разлома в зоне наиболее высокого пластового давления. Критическая величина пластового давления, при которой возбуждались толчки, составляла 257 бар. Опыты в Ренджели показали, что напряженное состояние в очагах землетрясений под воздействием давления воды постепенно снимается — происходит разрядка напряжений.

На основе этих работ предложена [Raleigh e. a., 1976] схема зонального контроля землетрясений, для чего предполагается заложить три скважины вдоль сейсмогенного разлома. Откачка из крайних скважин приведет к повышению фрикционной прочности на флангах разлома, а последующее нагнетание в центральную скважину снизит фрикционную прочность и вызовет местные толчки, что ослабит напряжение в центре разлома. На следующей стадии откачка из центральной и нагнетание в крайние скважины вызовут торможение подвжек в центре и их активизацию на флангах разлома. Американские исследователи считают, что таким многократным зональным воздействием можно снять напряжения в сейсмогенном разломе без риска вызвать сильное землетрясение. Аналогичные эксперименты проводились в Японии, в сейсмичном районе Мацусиро, где вода нагнеталась в скважину глубиной 1800 м.

Подземные воды и оценка сейсмичности территории. Выполняя важную функцию в тектонических и сейсмических процессах, вода является фактором, ухудшающим сейсмические условия территории.

Подземные воды оказывают влияние на скорость распространения продольных и поперечных упругих волн и сейсмическую жесткость горных пород и грунтов [Рекомендации..., 1971]. В обводненных скальных породах понижается примерно вдвое скорость распространения продольных волн и в пять—восемь раз — поперечных. Наблюдается последовательное увеличение скорости продольных упругих волн в обводненных породах в зависимости от зернистости отложений. Величина отношения скоростей распространения упругих продольных волн в обводненных и неводоносных породах составляет: в галечниках 3—3,6; песчано-глинистых отложениях 4,4—18,3; песках 1,8—7,5; супесях 2,7—5,7; суглинках 2—5,3; глинах 1,6—2.

Таким образом, изменение физических показателей обводненных горных пород определяет особенности распространения волн упругих колебаний, воздействующих на инженерные сооружения.

В соответствии с нормами и правилами, инструкциями и рекомендациями, увеличением или уменьшением балльности регламентируется та-

кой существенный фактор, как глубина положения уровня грунтовых вод [Строительные нормы..., 1977; Рекомендации..., 1971].

В зависимости от физико-технических свойств грунтов и положения уровня подземных вод грунты по сейсмическим особенностям разделяются на три категории.

К первой относятся скальные неветрелые и крупнообломочные породы с глубиной залегания уровня грунтовых вод более 15 м. В таких природных условиях сейсмичность участка в сравнении с картой сейсмического районирования снижается на один балл.

Грунты второй категории отражают средние геологические условия и включают скальные ветрелые и крупнообломочные породы, обводненные на глубинах от 6 до 10 м, и песчаные или глинистые отложения, в которых уровень грунтовых вод не ближе 8 м от поверхности Земли. Сейсмичность таких участков соответствует определяемой по карте сейсмического районирования территорий СССР.

Грунты третьей категории включают скальные ветрелые и крупнообломочные породы, обводненные на глубине 3 м и менее, а также песчаные и глинистые отложения, грунтовые воды в которых залегают не глубже 4 м. Эти условия в сейсмическом отношении менее благоприятны, и балльность участков в сравнении с картой сейсмического районирования увеличивается на единицу [Строительные нормы..., 1977].

Строительство инженерных сооружений в сейсмических районах ведется с учетом карт сейсмического микрорайонирования, исходным материалом для составления которых служат наряду с сейсмологическими данными инженерно-геологические и гидрогеологические.

Расчет по приращению балльности за счет глубины уровня грунтовых вод возможен по формуле С. В. Медведева:

$$\Delta I_{\text{УГВ}} = e^{-0,04h^2}, \quad (4.4)$$

где  $\Delta I_{\text{УГВ}}$  — приращение балльности за счет положения уровня грунтовых вод;  $e$  — основание натуральных логарифмов;  $h$  — глубина уровня грунтовых вод.

## 4.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Как влияют сейсмические процессы на подземную гидросферу? Изменения в сейсмических очагах, судя по вышеизложенному, хорошо отражаются на параметрах режима подземных вод как до, так и после землетрясений.

Когда режимные отклонения проявляются до толчков, можно говорить о наличии гидрогеологических предвестников землетрясений. Различают три группы гидрогеологических предвестников: гидрогеодинамические, гидрогеохимические и гидрогеотермические. Об отклонениях в подземной гидросфере после землетрясений будет сказано в разделе 4.3.

**Гидрогеодинамические предвестники землетрясений.** При подготовке землетрясений усиливаются упругие деформации, происходит образование и развитие трещин. Упругое сжатие или растяжение пород вызывает изменение емкости пор и трещин и приводит соответственно к возрастанию или уменьшению пластового давления, а следовательно, напора или уровня подземных вод. Раскрытие трещин влечет за собой снижение давления. При развитии трещиноватости усиливаются фильтрационные связи между различными горизонтами и трещинными зонами, вследствие чего возможны колебания режима подземных вод. Изменения напора подземных вод и фильтрационных характеристик пород сказываются на дебите скважин и источников.

Из данных предпосылок следует ожидать, что постепенные изменения уровня, напора или расхода подземных вод по мере развития упругих деформаций происходят в течение длительного периода до землетрясения. На поздних стадиях подготовки землетрясения должны происходить более резкие изменения этих показателей.

Изменение путей и скорости движения подземных вод, а также термодинамических условий при подготовке землетрясений сопровождаются и температурными эффектами (см. ниже).

Поскольку давление подземных вод непосредственно связано с изменением напряженно-деформационного состояния в области подготовки землетрясения, гидрогеодинамические предвестники могут служить наиболее общим прогнозным показателем. К таким предвестникам относятся изменения режима не только подземных вод, но и залежей нефти и газа. Приведем некоторые примеры.

Статистический анализ деятельности гейзеров в Йеллоустонском парке (США) показал, что за 2—4 года до сильного землетрясения учащаются извержения гейзеров в радиусе 100 км от эпицентра [Rinehart, 1972]. Перед сильным землетрясением в Японии на п-ове Идзу, которое произошло в мае 1974 г. и имело магнитуду 6,9, отмечалось изменение дебита термального источника, расположенного в 10 км от эпицентра [Ohtake, 1976]. Общее увеличение дебита происходило с 1968 г. до начала 1973 г., затем началось значительное снижение дебита, предшествующее землетрясению.

В июле 1976 г. произошло сильнейшее землетрясение с магнитудой 7,8 в районе г. Таншаня (КНР). Наблюдения по нескольким десяткам скважин в этом районе показали сложный характер изменений уровня подземных вод перед землетрясением [Wang e. a., 1979]. Вблизи эпицентра уровень начал снижаться за 3—4 года до землетрясения. Скорость снижения резко увеличилась с апреля 1976 г., а в июле за несколько дней до толчка начался быстрый рост уровня. Все эти изменения не были связаны с метеорологическими факторами или эксплуатацией подземных вод.

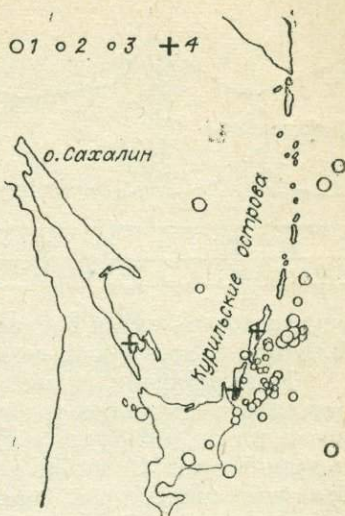
Известны случаи изменений уровня или давления подземных вод за несколько суток или часов до землетрясения. Например, было отмечено, что давление подземных вод уменьшалось перед отдельными толчками во время Ташкентских землетрясений 1966—1969 гг. [Мавашев, 1974]. Снижение уровня воды наблюдалось в трех скважинах перед Хэнченским землетрясением в Китае 4 февраля 1975 г. [Prediction..., 1977]. За 12 ч до землетрясения в Газли (Узбекистан) 17 мая 1976 г. резко снизился уровень воды на расстоянии более 200 км от эпицентра в скважине глубиной 118 м. Скважина была осушена, и вода вновь появилась через 26 ч после толчка [Ишанкулов, Калугин, 1976]. Резкие колебания дебита нефти, газа и воды в скважинах и источниках предшествовали некоторым землетрясениям Северного Кавказа [Осика, 1979].

В последние годы систематическое изучение гидрогеодинамических предвестников землетрясений проводилось на Курильских островах и о-ве Сахалин [Садовский и др., 1977; Монахов и др., 1979; Садовский и др., 1979]. Для наблюдений использовались три скважины близ пос. Южно-Курильска на о-ве Кунашир, скважины на о-ве Итуруп и в южной части Сахалина. Эта система скважин (Курило-Сахалинский полигон) располагается по вершинам треугольника со сторонами  $230 \times 420 \times 450$  км (рис. 4.3).

При обработке результатов наблюдений на указанных скважинах вносились поправки на изменение атмосферного давления, а периоды интенсивной инфильтрации дождевых и талых вод исключались из рассмотрения. Наиболее длительные непрерывные наблюдения проводились на кунаширской группе скважин (с конца 1976 г.). Ф. И. Монахов установил,

Рис. 4.3. Эпицентры землетрясений, перед которыми наблюдались гидрогеодинамические предвестники [Монахов и др., 1979].

1—3 — магнитуды землетрясений: 1 — более 6, 2 — от 5 до 6, 3 — от 4 до 5; 4 — наблюдательные скважины.



что по мере роста магнитуды землетрясения колебания уровня подземных вод перед толчком отмечаются на большем расстоянии от эпицентра.

Колебания уровня воды по трем кунаширским скважинам очень близки. Обычно за 3—7 дней до землетрясения начинается снижение уровня воды, а в начале последующего подъема уровня происходит толчок (рис. 4.4). За полтора года наблюдений на кунаширских скважинах подобный гидрогеодинамический эффект был отмечен около 40 раз.

На островах Сахалин и Итуруп также наблюдалось снижение уровня воды в скважинах за несколько дней до толчка. В июне — октябре 1978 г. по всем скважинам наблюдательного полигона были отмечены гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям с эпицентрами в Тихом океане и Охотском море (см. рис. 4.4). Как видно из графиков, по мере удаления наблюдательной скважины от эпицентра готовящегося землетрясения уменьшается величина снижения уровня подземных вод и сокращается промежуток времени между началом снижения уровня и толчком. Таким образом, анализ особенностей гидрогеодинамического эффекта при наличии сети скважин дает возможность не только предсказать время ожидаемого землетрясения, но и определить в первом приближении его место и силу. Четкие гидрогеодинамические эффекты на Курило-Сахалинском полигоне наблюдались как для мелкофокусных землетрясений, так и для толчков с глубиной очага 100—200 км, причем перед сильными землетрясениями они фиксировались на расстояниях до 800—940 км.

Полученные данные подтверждают возможность использования редкой сети гидрогеологических скважин как важного элемента системы контроля за состоянием сейсмической области. Информация о подготовке сильных землетрясений может быть получена по сети скважин, удаленных друг от друга на первые сотни километров.

В Байкальской рифтовой зоне при проведении режимных наблюдений на Окусиканском термальном источнике, расположенном на юго-восточ-

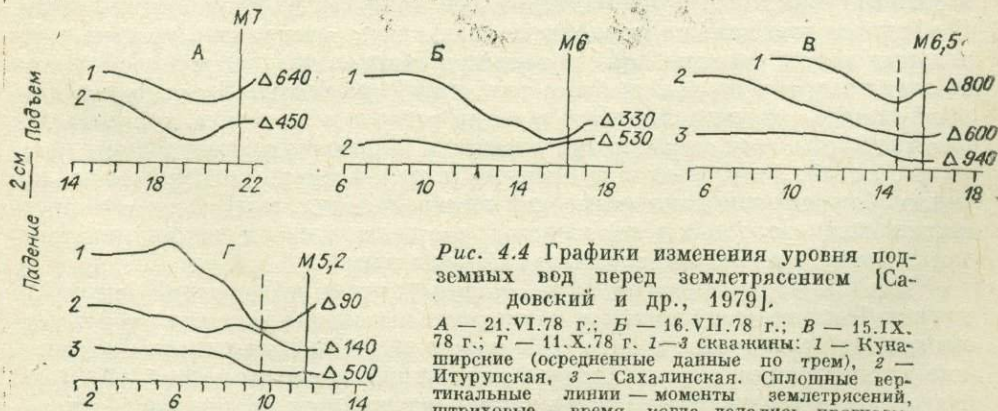


Рис. 4.4 Графики изменения уровня подземных вод перед землетрясением [Садковский и др., 1979].

А — 21.VI.78 г.; Б — 16.VII.78 г.; В — 15.IX.78 г.; Г — 11.X.78 г. 1—3 скважины: 1 — Кунаширские (средненные данные по трем), 2 — Итурупская, 3 — Сахалинская. Сплошные вертикальные линии — моменты землетрясений, штриховые — время, когда делались прогнозы. М — магнитуда, А — расстояние скважины от эпицентра, км.

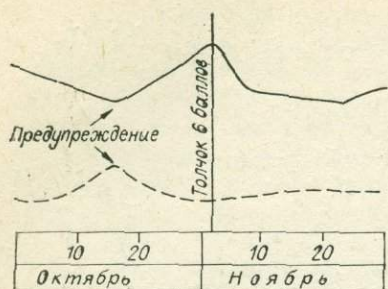


Рис. 4.5. Изменение концентрации гелия в воде (сплошная линия) и дебита Окусыканского источника (штриховая) перед Уоянским землетрясением в Северном Прибайкалье (2 ноября 1976 г.).

ном склоне Северо-Муйского хребта, за несколько суток до первого Уоянского землетрясения силою 6 баллов наблюдались иного знака изменения дебита (рис. 4.5): за 15 сут до землетрясения дебит увеличился с 3,64 до 5,83 л/с, а

спустя восемь суток снизился до 4,23 л/с [Голенецкий, Ясько, 1979]. Влияние атмосферных осадков в этот период исключается.

При изучении гидрогеодинамических предвестников должны соблюдаться определенные требования: 1) проведение наблюдений по возможности на территориях с естественным или слабо нарушенным режимом подземных вод; 2) выбор для наблюдений преимущественно объектов с небольшой амплитудой колебаний показателей режима, обусловленных влиянием различных (несейсмических) факторов; 3) использование объектов с нарушенным режимом допустимо только при стационарном режиме и строгом учете эффектов искусственного воздействия на режим; 4) выяснение влияния режимобразующих факторов несейсмического характера (атмосферные осадки, давление и пр.).

Таким образом, задача выделения прогнозного гидрогеодинамического эффекта может быть решена только на основе углубленного анализа режима подземных вод и исключения различных помех.

**Гидрогеохимические предвестники землетрясений.** Вариации ионно-солевого, микрокомпонентного и изотопного составов подземных вод и газов могут отражать определенные стадии подготовки землетрясений [Уломо, Мавашев, 1967; Султанходжаев, Зиган, 1980; Барсуков и др., 1979].

Особенности гидрогеохимического режима на начальных этапах подготовки землетрясения обусловлены изменением растворяющей способности вод в зависимости от давления и наличием так называемого глубинного «дыхания» земных недр. Повышение давления в скелете породы приводит к усиленному растворению минерального вещества на контактах зерен и возрастанию общей минерализации воды. Концентрация некоторых микрокомпонентов (фтора, брома и др.) повышается с ростом гидростатического давления. Из глубин по ослабленным зонам поступают гелий, ртуть и другие химические элементы.

При развитии трещин изменяются фильтрационные связи. Вследствие этого, а также под действием возросших напорных градиентов усиливается миграция вод, в результате чего изменяется их химический состав. В общем случае должна преобладать восходящая миграция, причем в отдельных местах подземные воды верхних горизонтов изменяют свой состав за счет поступления вод из более глубоких горизонтов. В частности, следует ожидать увеличения концентрации микрокомпонентов, характерных для глубинных вод или чувствительных к повышению температуры (бор, ртуть, литий, фтор, мышьяк, кремний и др.). Эти микрокомпоненты, нередко обогащающие воды невысокой минерализации, могут служить прогнозным индикатором и в тех случаях, когда показатели макрокомпонентного состава подземных вод малоинформативны.

Механизм выделения газов на стадии упругих деформаций еще слабо изучен. В период сжатия пород происходит выделение радона из пор и усиленное его растворение в воде. Так можно объяснить длительное нарастание концентрации радона перед Ташкентским землетрясением 1966 г. На стадии развития трещин, очевидно, усиливается поток газов, мигрирующих снизу вместе с глубинными водами, о чем свидетельствует повы-

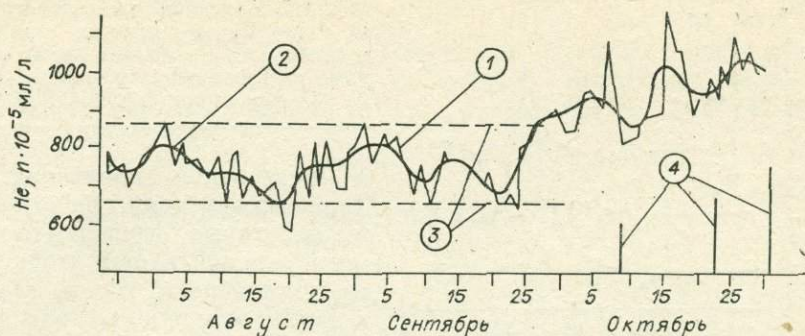


Рис. 4.6. Изменение концентрации гелия в воде скважины месторождения Явроз (Таджикистан) в 1978 г. [Барсуков и др., 1979].

Цифры в кружках: 1 — результаты экспериментального определения гелия; 2 — осредняющая кривая; 3 — интервал колебаний концентрации гелия в сейсмически спокойное время; 4 — землетрясения.

шение концентрации гелия, углекислоты (с одновременным снижением  $pH$ ) и других газов.

Большой интерес представляет изучение природы изотопных сдвигов [Хитаров и др., 1972; Мамырин и др., 1979]. Изменение отношений изотопов растворенных веществ можно объяснить увеличением вклада флюидов глубинного происхождения (см. гл. 8). Определенное влияние на изотопные отношения оказывают деформационные процессы (разрушение закрытых пор с высвобождением газово-жидких включений и др.), а также, вероятно, и физико-химические процессы в развивающемся очаге.

Для поиска гидрогеохимических предвестников землетрясений изучались вариации во времени различных показателей ионно-солевого и газового составов подземных вод в сейсмоактивных областях.

В Таджикистане на Душанбинском полигоне проводились наблюдения по ряду скважин, вскрывающих термальные воды на глубинах от 100 до 1600 м [Барсуков и др., 1979]. Определялись величины фоновых изменений различных компонентов и эффекты, предшествующие землетрясениям. За несколько дней до землетрясений наблюдались гидрогеохимические изменения. Появившиеся аномалии по хлор-иону и гидрокарбонату различны при подготовке глубокофокусных и местных коровых землетрясений.

Наиболее показательны как предвестник изменение содержания гелия в термальных водах. Максимум концентрации гелия обычно наблюдается за 4—5 дней до землетрясений. Последние совпадали с моментом спада содержания гелия (рис. 4.6), но не ниже максимальных содержаний в сейсмически спокойное время. Величина и продолжительность гелиевого максимума пропорциональны силе последующего землетрясения.

Исследования вариаций содержания гелия, радона, радия и урана в подземных водах Северо-Тяньшаньской сейсмической зоны показали высокую информативность гелия как предвестника землетрясений [Чалов и др., 1977]. По радону и другим показателям корреляция с сейсмической активностью была плохой.

В Байкальской рифтовой зоне содержание гелия в воде Окусиканского термального источника перед землетрясением тоже закономерно изменяется: при увеличении дебита оно понижается с образованием четкого минимума, после которого начинается постепенное увеличение концентрации его в растворенном газе. При достижении максимального содержания гелия в воде перед спадом произошел толчок силой 6 баллов (см. рис. 4.5).

Изменение содержания различных компонентов ионного и газового состава подземных вод в связи с сейсмичностью изучалось на Ташкентском

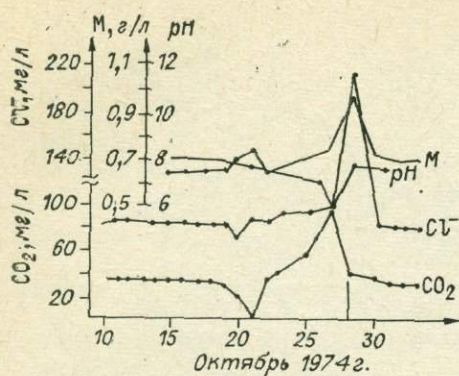


Рис. 4.7. Изменение химического состава воды Зурамакентских термальных источников Дагестана в связи с близким слабым землетрясением (вертикальная линия) [Осика, 1979].

и Ферганском полигонах. На Ташкентском полигоне устанавливаются некоторые особенности изменения концентраций фтора, ртути, уголекислоты, гелия, водорода и других компонентов перед землетрясениями. Так, удаленным сильным землетрясениям предшествуют в течение 2—3 мес скачкообразные вариации гелия, уголекислоты и водорода. Наблюдения на Ферганском полигоне показали кратковременные (за 2—5 дней до землетрясений) колебания гелия, уголекислоты и радона в подземных водах. Толчок в большинстве случаев приурочен к моменту уменьшения концентрации этих газов.

Анализ гидрогеохимических данных в некоторых сейсмоактивных районах Северного Кавказа [Осика, 1979] позволил установить, что за несколько дней до землетрясения увеличиваются общая минерализация вод и содержание хлоридов (рис. 4.7). Одновременно возрастает концентрация метана, гелия и радона в водах.

При изучении гидрогеохимических предвестников выяснилось, что они в ряде случаев наблюдаются на расстояниях в первые сотни километров от будущего очага. Таким образом, подтверждаются значительные размеры областей подготовки сильных землетрясений, установленные также по гидрогеодинамическим предвестникам.

Применительно к использованию гидрогеохимических предвестников сохраняются в основном те же требования, что сформулированные выше для предвестников гидрогеодинамических, хотя и возникают дополнительные трудности: слабая изученность химического режима подземных вод и растворенных газов — вариаций «несейсмического» (фонового) содержания различных компонентов; выявление гидрогеохимических предвестников, являющихся показателями глубинного «дыхания» земных недр; сложное и многофакторное влияние процессов подготовки землетрясений на химический режим; трудности в проведении непрерывных определений ионно-солевого, газового и изотопного состава вод.

Гидрогеотермические предвестники землетрясений пока изучены недостаточно, однако имеющиеся данные по температурному режиму подземных вод указывают на наличие такого предвестника в период подготовки землетрясения. Кинематика процесса связана теснейшим образом с изменением направления переноса тепла от горизонтов более нагретых к холодным. В период развития упругих деформаций при подготовке землетрясения по трещинным зонам возможен перенос термальных вод из нижних горизонтов в верхние, что фиксируется повышением их температуры перед толчком. Иногда могут создаваться условия для подтока более холодных вод из смежных гидрогеологических резервуаров (бассейнов или массивов).

На геодинамических полигонах Средней Азии установлено влияние подготовки местных землетрясений на колебания температуры в радиусе до 100 км от эпицентра. Увеличение температуры подземных вод перед отдельными сильными толчками здесь наблюдается за 2—3 дня на 0,7—1,2°C при температуре воды в периоды сейсмического покоя 45°C [Гидрогеосейсмологические исследования..., 1978]. На некоторых участках Восточно-Ферганского геодинамического полигона за 15—20 дней до Газлий-

ского землетрясения 1976 г. наблюдалось уменьшение температуры на 1,5—2,0°C.

В Северном Прибайкалье на Куморском (температура воды 34°C) и Окусиканском источниках (40°C) наблюдались колебания температуры перед землетрясениями 2 ноября 1976 г. и 4 июня 1977 г.: за 5—20 сут она возросла на 0,2—0,8°C.

### 4.3. ИЗМЕНЕНИЯ В ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЕ ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Весьма значительные отклонения от нормального фона наблюдаются в подземной гидросфере вслед за разрядкой тектонических напряжений, при этом нарушения в подземной гидросфере после землетрясения развиваются на более обширной площади, чем при подготовке землетрясения. Возникающие отклонения режима фиксируются в виде различного рода гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий.

При землетрясениях могут создаваться условия, благоприятные как для подтока глубоких (термальных) вод, так и их смешения с водами верхних горизонтов. По-видимому, этим определяется кажущееся противоречие в направлении изменения гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических показателей после толчка. В артезианских бассейнах с этажным расположением водоносных горизонтов, зональным увеличением минерализации, напора и температуры и изменением химического состава с глубиной в случае образования новых трещинных каналов, связывающих вышележащие горизонты с глубокозалегающими, формируются «положительные» аномалии всех трех показателей. С течением времени такие каналы ликвидируются (либо за счет закрытия трещин в связи с выпадением солей, либо под влиянием гидростатической нагрузки), и водоносные горизонты в артезианском бассейне возвращаются к первоначальному режиму.

При землетрясениях наблюдаются явления кратковременного открытия трещин, а затем последующего смыкания их после разрядки напряжений. Подобная картина наблюдалась при землетрясениях в Байкальской рифтовой зоне, когда из-за смещения блоков горных пород на глазах геологов в Байкальском тоннеле произошло расширение трещин Кунерминского надвига, а затем смыкание их. Подобные стрессовые изменения могут вызывать значительные гидрогеологические аномалии. При большой протяженности в глубину трещин отрыва по новым каналам поступают более нагретые подземные вод. При небольшой глубине трещин вглубь устремляются холодные воды окружающих массивов. Над такими зонами формируются отрицательные гидрогеодинамические и гидрогеотермические аномалии за счет депрессионных понижений уровня и уменьшения температуры. Таков сейсмогенный разлом Итыкитского термального источника в Северном Прибайкалье, где температура подземных вод на 2—3°C ниже, чем на смежных территориях, и большую часть года разлом представляет дренаж, аккумулирующую воду из смежных массивов горных пород и вышележащих отложений.

В условиях гидрогеологических массивов и отчасти небольших артезианских бассейнов за счет повышенной трещиноватости может увеличиться темп водообмена, и после толчка формируются аномалии гидрогеодинамического, гидрогеотермического и гидрогеохимического полей. Аномалии часто разнонаправленные.

**Гидрогеодинамические аномалии.** Дебит, напор, уровень подземных вод после прохождения форшока испытывают весьма резкие изменения. Еще в прошлом веке и в начале нашего исследователя (Н. Н. Голицын,

К. Кейльгак и др.) указывали на исчезновение выходов термальных вод и появление новых источников после землетрясений. Приведем несколько примеров.

Лиссабонское землетрясение 1 ноября 1755 г. отразилось на режиме подземных вод Чехии (2000 км от эпицентра); оно привело к извержению мутной воды, затем временному прекращению функционирования Карловарского Гейзера, после чего дебит его возрос и вода за счет насыщения ее охрой приобрела красноватый цвет; сходная картина наблюдалась на термальном источнике Теплице. 26 января 1812 г. при землетрясении в долине р. Миссисипи (США) появились выбросы воды на 3—4 м. Э. Зюсс приводил сведения об образовании нового источника вдоль Венской термальной линии после апрельского землетрясения 1826 г. 12 января 1862 г. при образовании зал. Провал на восточном побережье оз. Байкал в с. Кудара фонтаны теплой воды извергались на 6-метровую высоту. 11 января 1938 г. при землетрясении на Балканах в нижнем течении Дуная били фонтаны воды до 2 м высотой. В Северном Прибайкалье после Уоянского землетрясения 2 ноября 1976 г. дебит Гонкульского источника увеличился в шесть раз.

Катастрофические землетрясения приводят к изменениям в подземной гидросфере на огромной площади \*. Землетрясение 27 марта 1964 г. на Аляске привело к колебаниям уровня подземных вод на всех континентах, в частности, в штате Айова на расстоянии 4800 км от эпицентра уровень воды изменился в скважинах на 7 см, а вода оказалась загрязненной глинистыми частицами [Киссин, 1976].

Колебание уровня воды после землетрясений достигает нескольких метров. Так, после землетрясения 16 декабря 1954 г. в штате Невада уровень подземных вод в скважинах в долине Фервью повысился на 122 см [Zones, 1957]. Во время сильного землетрясения 17 августа 1959 г. близ Монтана (штат Вайоминг), по данным автоматической регистрации уровня, в 158 км от эпицентра амплитуда изменения уровня составляла 3 м, а в 5150 км (на Гавайских островах) — 3 см [Costa, 1959].

Вблизи очага землетрясения под влиянием сильных колебаний возникают остаточные деформации — образуются новые трещины, увеличивается пористость или происходит уплотнение пород. В первом случае уровни подземных вод понижаются, и этот процесс приобретает необратимый характер; во втором — уровни воды повышаются.

**Гидрогеохимические аномалии** включают изменение содержания макро- и микрокомпонентов, газового и изотопного состава после толчка.

Колебание минерализации после разрядки тектонических напряжений в различных подземных водоносных системах носит противоположный характер. Так, в пределах артезианских бассейнов минерализация подземных вод может уменьшаться [Хитаров и др., 1974]. В скв. 2 Истису после Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. минерализация воды уменьшилась с 2,92 до 2,37 г/л, что, видимо, связано с поступлением менее минерализованных вод верхних водоносных горизонтов.

А. Н. Султанходжаев приводит пример увеличения общей минерализации с 0,93 до 1,3 г/л и изменения состава подземной воды с гидрокарбонатно-хлоридного натриевого на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый в скважине пос. Улугбек Ташкентского артезианского бассейна. Эти изменения наблюдались в течение двух лет после Ташкентского землетрясения 1966 г.

На Окусиканском термальном источнике в Байкальской рифтовой зоне, приуроченном к тектоническому разлому, после сейсмического толчка минерализация терм возросла с 0,18 до 0,23 г/л, что связано, в пер-

\* Приводимые далее по данному вопросу сведения носят случайный характер и требуют проверки. (Прим. отв. ред.).

вую очередь с увеличением содержания кремневой кислоты почти вдвое — с 45—50 до 75 мг/л.

Основные макрокомпоненты, определяющие состав подземных вод, ведут себя по-разному. Хлор и гидрокарбонаты претерпевают изменения, выражающиеся в уменьшении их концентрации [Хитаров и др., 1974]. В то же время кальций и магний имеют слабо выраженную тенденцию к небольшому росту содержания. Поведение натрия и калия обычно подчиняется следующей закономерности: при росте содержания кальция и магния содержание натрия и калия несколько уменьшается, и наоборот. Обычно первые два компонента преобладают в пресных водах верхней зоны водообмена; натрий и калий — в более глубоких горизонтах пресных вод, а также в соленых водах и рассолах.

В числе микрокомпонентов, которые после землетрясений могут извлекаться из поровых растворов, надо назвать иод и бром. В скв. 2 Истису содержание брома возросло почти втрое после землетрясения — с 1,65 до 4,86 мг/л, а иода уменьшилось с 0,8 мг/л до следов [Хитаров и др., 1974]. Д. Г. Осика [Осика и др., 1976] приводит противоположные данные по площади Берикей, где после толчка содержание брома уменьшилось с 182,5 до 79,8 мг/л при постоянной концентрации йода. Вне пределов артезианских бассейнов с водовмещающими породами морского генезиса бром и иод могут быть в весьма низких количествах — ниже пределов чувствительности аналитических методов.

Изменение содержания ртути, мышьяка, аммония, лития и некоторых других микрокомпонентов после землетрясения достигает одного-двух порядков и более, причем если содержание мышьяка после толчка возрастает, то концентрация аммония уменьшается. Изменение остальных микрокомпонентов имеет разнонаправленный характер [Осика и др., 1976].

Многочисленные данные по Дагестанскому, Ташкентскому и Байкальскому полигонам свидетельствуют о реакции газовой среды на свершившееся землетрясение. На Дагестанском полигоне (скв. 16 — Миатлы) установлено увеличение содержания углекислоты и метана после афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. Среди углеводородных газов увеличилось содержание олефинов — наиболее реакционных углеводородных компонентов [Хитаров и др., 1974].

Нередко после землетрясений возрастает концентрация гелия в подземных водах. Интересны в этом отношении сотрясения пород, вызванные искусственными взрывами. Согласно наблюдениям по скв. 19 и Окусиканскому термальному источнику в Байкальской рифтовой зоне, выявлено увеличение гелия вдвое в сравнении с фоновыми значениями после взрывов, проведенных 2 августа 1977 г. для сейсмических исследований (рис. 4.8). Это свидетельствует о том, что сотрясения пород после толчков приводят, по-видимому, к усилению потока легких газов. Но через некоторое время после землетрясения содержание гелия уменьшается до фоновых концентраций.

Поведение радона, по наблюдениям на Ташкентском полигоне, подчиняется определенной последовательности. В. И. Уломов (1974) выделяет четыре

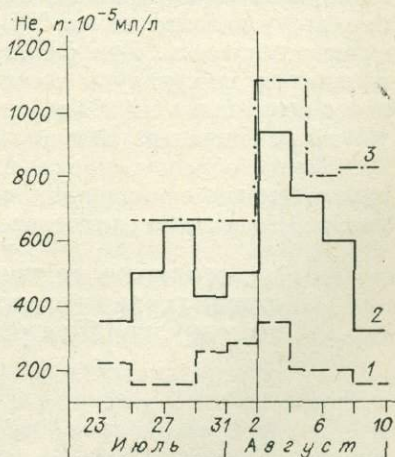


Рис. 4.8. Изменение содержания гелия в термальных водах после взрыва 2 августа 1977 г.

1 — Итыгитский источник; 2 — Окусиканский источник; 3 — скв. 19. Вертикальная линия — момент взрыва.

этапа: 1) накопления упругих напряжений и закрытия пор — в этот период происходит усиление растворения радона в воде; 2) сдвиговых упругих деформаций — содержание радона увеличивается в 2—3 раза; 3) форшока землетрясения — содержание радона остается постоянным; 4) снятия упругих деформаций — содержание радона уменьшается. В целом после землетрясения содержание радона в подземных водах падает.

Сероводород в подземных водах Дагестанского полигона ведет себя в большинстве режимных пунктов практически одинаково: концентрация его после толчка заметно уменьшается, что, видимо, объясняется разбавлением вышележащими водами, лишенными сероводорода [Осика и др., 1976].

Наименее изучено пока поведение изотопов различных элементов. Немногочисленные литературные данные касаются лишь изменений изотопов углерода после афтершоков землетрясений [Хитаров и др., 1972] и изотопов урана.

Содержание тяжелого углерода  $\delta^{13}\text{C}$  возрастает в момент землетрясений на Сахалине и Северном Кавказе. При афтершоках Дагестанского землетрясения 1970 г. углерод заметно «тяжелее» после крупных толчков, в то время как слабые толчки не изменяют изотопного состава.

Аномально высокие значения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  отмечались после Ташкентских землетрясений, что связано с избыточным поступлением изотопа  $^{234}\text{U}$  из горных пород в воду.

Гидрогеотермические аномалии также известны давно. Например, И. Гааз [Naas, 1895] указывал на сильное охлаждение воды термальных источников Пиренеев во время землетрясения 1660 г. В литературе известны другие сведения об изменении температуры подземных вод, в том числе и термальных, после землетрясения. Иначе говоря, этот показатель чутко реагирует на толчки и дает представление о смешении вод различной температуры в результате тектонических перестроек.

После землетрясения возможно образование в приповерхностной зоне новых путей, по которым осуществляется подток холодных вод или временное перекрытие водоносных трещин, что вызывает в первом случае снижение, а во втором — повышение температуры подземных вод после толчка. Приведем примеры.

Изменения температуры воды Чарского термального источника в Байкальской рифтовой зоне достигали 5—6°C и отмечались после землетрясения на расстоянии 180 км от эпицентра [Солоненко и др., 1958], а в скважинах пос. Уоян температура воды после землетрясения 2 ноября 1976 г. увеличилась с 2 до 5°C. На уже упомянутых Окусиканском и Куморском термальных источниках в 1976—1978 гг. температура подземных вод уменьшилась на 0,5—1,0°C после землетрясений 13 и 14 энергетических классов. При Дагестанских землетрясениях 1970 г. отмечались изменения температуры воды Горячеводского, Брагинского и Гудермесского источников на 10° и более, что фиксировалось на расстоянии свыше 100 км от эпицентра [Хитаров и др., 1974].

Таким образом, проявление тектонических напряжений приводит к существенным отклонениям в динамике, составе и температуре подземных вод до и после землетрясений.

#### 4.4. ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ПРЕДВЕСТНИКАМ

Прогнозирование сейсмической опасности относится к числу важнейших, но одновременно очень сложных и трудных проблем. Всестороннее научное обоснование прогноз землетрясений приобретает лишь в последние годы. Проблема включает, во-первых, оконтуривание места,

где будут ощущаться подземные толчки, во-вторых, расчет максимальной их силы для отдельных пунктов и, в-третьих, определение времени, когда произойдет разрушительное землетрясение. Первые два элемента прогноза — место и сила — выявляются достаточно хорошо и с удовлетворительной точностью; они находят отражение на картах сейсмического районирования. А вот предсказать время землетрясения пока невозможно. Когда говорят о прогнозировании землетрясений, то имеют в виду прежде всего этот параметр.

Кроме гидрогеологических предвестников существуют собственно сейсмические (по статистике землетрясений, наличию специфических форшоков и т. д.), деформационные, включая наклоны поверхности Земли, и различные геофизические (по изменению, скажем, электросопротивления горных пород или электромагнитного поля) методы прогноза землетрясений. Хорошие результаты начинает давать сейсмическое «просвечивание» земных недр. В деле прогнозирования землетрясений сделаны только первые шаги. Нет даже сводного «портрета» предвестников, что заставляет ориентировать исследования таким образом, чтобы выяснить связь землетрясений с как можно большим количеством природных явлений.

Насколько информативны гидрогеологические показатели? Как отмечалось на Всесоюзном совещании по прогнозу землетрясений, состоявшемся в 1980 г. в Алма-Ате, они весьма эффективны, если используются комплексно (т. е. совместно с другими методами) и учитывают по возможности максимальный набор гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических признаков. В этом случае вполне реален — и мы это видели (см. раздел 4.2) — не только краткосрочный (дни, недели), но и долгосрочный (годы) прогноз, хотя в целом гидрогеологические предвестники наиболее ценны при предсказывании очередных землетрясений за несколько дней или недель. Гидрогеологические предвестники «работают» на мелко- и глубокофокусные землетрясения. Что же касается расстояния, то эти показатели ощущаются в радиусе до нескольких сот километров от эпицентра. Однако они предупреждают преимущественно о сильных землетрясениях, энергетический класс которых выше некоторого порогового значения (обычно  $K > 10-14$ ). Поскольку вопрос стоит о прогнозировании сильных землетрясений (предсказывать слабые толчки по ряду соображений вряд ли имеет смысл), то гидрогеологические предвестники можно рассматривать как признаки первостепенного значения, отражающие подготовку землетрясения.

К сожалению, мы еще мало знаем о физических процессах, происходящих в очагах землетрясений и предшествующих сильным толчкам. Причины землетрясений, за исключением редких и ограниченных по площади толчков, фактически неясны. Поэтому нет до сих пор и четких предвестников. Отсюда — наблюдаемые в наше время крайние отношения к предвестникам землетрясений вообще и к гидрогеологическим в частности, когда одни исследователи их значение чересчур идеализируют [Монахов и др., 1979], а другие категорически отрицают [Солоненко, 1980].

На упомянутом выше Всесоюзном совещании по прогнозу землетрясений (1980 г.) выяснилось то, что гидрогеологические аномалии в сейсмических районах нельзя ни переоценивать, ни недооценивать. В этом случае необходим трезвый подход, без иллюзий и скепсиса. Ведь, несмотря на очень ограниченную фактологическую основу, такие аномалии явно сигнализируют о сейсмических процессах. Примеров тому достаточно. Более того, получены убедительные корреляционные зависимости между комплексом гидрогеологических предвестников, с одной стороны, и силой и временем землетрясений — с другой. Хочется еще раз подчеркнуть, что не один отдельно взятый предвестник (даже такие информативные, как,

например, уровень, температура, радон или гелий), а совокупная картина гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий должна использоваться для прогноза землетрясений. Что же касается неоднозначности аномалий и случаев, когда эти предвестники не «срабатывали», то такие отклонения требуют особого изучения. Чаще всего причиной является отсутствие представительной информации, реже — влияние внешних факторов, в том числе сезонных колебаний.

Под представительной информацией понимается геологически обоснованная густота пунктов наблюдений, оптимальная глубина скважин, непрерывная (или по крайней мере достаточно частая) регистрация измеряемых параметров и грамотная обработка.

Конечно, объективно сейчас нельзя оценить прогностическую роль всех тех параметров, которые здесь названы гидрогеологическими предвестниками землетрясений. Задача состоит, прежде всего, в получении представительной информации. Пока эти факты, за редким исключением, носят случайный характер. Когда же они станут достоверными, появятся реальные возможности для прогноза землетрясений. Следовательно, в сейсмоопасных районах нужна разветвленная сеть постов гидрогео-сейсмологических \* наблюдений, функционирующая совместно с сетью сейсмических станций.

Пункты гидрогео-сейсмологических наблюдений имеют следующее целевое назначение [Султанходжаев, Зиган, 1980]: 1) проводить систематические инструментальные наблюдения за изменением отдельных параметров подземных вод; 2) изучать влияние внешних факторов (лунно-солнечные приливы, сезонные, месячные и суточные вариации) для определения нормального геохимического фона; 3) выявить наиболее чуткие и объективные гидрогео-сейсмологические показатели для изучаемого района; 4) проводить первичную камеральную обработку наблюдений; 5) оперативно и своевременно информировать центр обработки, где ведется учет всех предвестников землетрясений.

В СССР уже организованы прогностические полигоны (в Средней Азии, Казахстане, Дагестане, Закавказье, на Байкале, Камчатке, в Курило-Сахалинском регионе), где проводятся комплексные гидрогео-сейсмологические наблюдения. Одновременно изучаются и другие предвестники землетрясений. Появились наконец обнадеживающие результаты, основанные главным образом на гидрогеологических предвестниках. В частности, официальные предупреждения о готовящемся Газлийском землетрясении (17 мая 1976 г. с магнитудой 7,3) поступили за 3—4 дня, об Алайском (1 ноября 1978 г. с магнитудой 7) — за 6 часов до толчка. Однако до практической реализации еще далеко, и вряд ли достоверный прогноз землетрясений окажется возможным в текущем столетии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. и др. Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
- Гидрогео-сейсмологические исследования в Восточной Фергане/Султанходжаев А. Н., Азизов Г. Ю., Закиров Т. и др. Ташкент: ФАН, 1978. 189 с.
- Голенецкий С. И., Ясько В. Г. Уоянские землетрясения 1976—1977 гг. и результаты режимных наблюдений на двух гидротермальных источниках в Северном Прибайкалье. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 93—101.
- Губин И. Е. Землетрясение Койна, 1967 г. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 6, с. 3—15.

\* *Гидрогео-сейсмология* (по другой терминологии — *сейсмогидрогеология*) развивается на стыке гидрогеологии и сейсмологии. А. Н. Султанходжаев и Ф. Г. Зиган (1980) основной задачей гидрогео-сейсмологии считают изучение природных сейсмических явлений методами гидрогеологии, включая вопросы искусственно вызванных землетрясений, прогноза времени и определения силы происшедших землетрясений. Эта отрасль знаний находится в начальной стадии развития.

- Ишанкулов Р., Калугин Г. П. Об изменении уровня воды в пределах Букантауского горного массива во время Газлийского землетрясения.— В кн.: Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. Ташкент: ФАН, 1976, с. 65—66.
- Киссин И. Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1123—1126.
- Киссин И. Г. К прогнозированию землетрясений гидрогеологическими методами.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 118—120.
- Киссин И. Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 3, с. 39—48.
- Киссин И. Г. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью.— Сов. геология, 1972, № 2, с. 68—80.
- Киссин И. Г. Вода под землей. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Киссин И. Г. Динамика уровней подземных вод при создании крупных водохранилищ как индикатор возбужденных землетрясений.— В кн.: Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977, с. 95—98.
- Мавашев Б. З. Изменение давления термальной минеральной воды в период землетрясений в 1966—1969 гг.— В кн.: Труды Узбекского государственного НИИ курортологии и физиотерапии. Т. 23. Ташкент, 1974, с. 26—30.
- Мамырин Б. А. и др. О возможности применения отношения  $He^3/He^4$  при прогнозировании землетрясений.— Геохимия, 1979, № 3, с. 384—386.
- Монахов Ф. И. и др. Краткосрочные гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники землетрясений на о. Кунашир.— Геохимия, 1979, № 3, с. 345—353.
- Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
- Николаев Н. И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью.— В кн.: Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977, с. 8—21.
- Осика Д. Г. Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гидрогеологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений.— Геохимия, 1979, № 3, с. 354—364.
- Осика Д. Г. и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: ФАН, 1976, с. 65—68.
- Осика Д. Г. и др. Гидрогеохимические аномалии, предшествующие тектоническим землетрясениям.— отражение условий формирования их очаговых зон.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 74—77.
- Перцов Н. В. Приложение физико-химической механики к анализу некоторых геологических процессов.— В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наукова думка, 1974, с. 311—315.
- Рейндер П. А. Физико-механическая механика как новая область знания.— Вестник АН СССР, 1957, № 10, с. 32—42.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. М., 1971. 66 с.
- Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. Н. Гидрогеодинамические предвестники Южнокурильских землетрясений.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 50—53.
- Садовский М. А. и др. Краткосрочные гидрогеодинамические предвестники землетрясений. Доклад на Международном симпозиуме по прогнозированию землетрясений. ЮНЕСКО. Париж, 1979. 48 с.
- Смирнова М. Н. Возбужденные землетрясения в связи с разработкой нефтяных месторождений (на примере Старогрозненского землетрясения).— В кн.: Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977, с. 128—141.
- Соболев Г. А. Физические процессы подготовки землетрясений; эксперимент и теория. Обзорный доклад на Международном симпозиуме по прогнозированию землетрясений. ЮНЕСКО, Париж, 1979. 55 с.
- Солоненко В. П. Прогноз землетрясений — желаемое и достигнутое.— Природа, 1979, № 2, с. 13—20.
- Солоненко В. П. и др. Муйское землетрясение 27 июня 1957 г.— Труды Ин-та физики Земли, 1958, № 1 (168), с. 29—43.
- Строительные нормы и правила. СНиП. П-А. 12—69, ч. II, М., 1977. 54 с.
- Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г. Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: ФАН, 1980. 52 с.
- Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: ФАН, 1974. 215 с.
- Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—321.
- Хитаров Н. И. и др. Об изотопных сдвигах углерода углекислоты и углеводородов в газах после афтершоков землетрясения.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1104—1107.
- Хитаров Н. И. и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям.— В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1974, с. 303—330.

- Ходаков Г. С., Ребиндер П. А. Исследование тонкого диспергирования кварца и влияния добавок жидкости на этот процесс.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 5, с. 1070—1072.
- Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М. Вариации радиоизотопных параметров вод разломов земной коры за длительные промежутки времени и прогноз землетрясений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 9, с. 56—64.
- Costa I. A. Water-level fluctuations caused by Montana earthquake.— In: Trans. Amer. Geophys. Union, 1959, v. 40, N 4, p. 346.
- Evans D. M. Denver's man-made earthquakes.— Mines Mag., 1966, v. 56, N 5, p. 16—21.
- Haas H. I. Quellenkunde. Leipzig, 1895. 220 S.
- Healy J. N. e. a. The Denver earthquakes.— Science, 1968, v. 161 (3848), p. 1301—1310.
- Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, N 2, p. 115—166.
- Gupte R. V. The Koyna earthquake.— Geol. Soc. of India Bull., 1968, v. 5, N 2, p. 37—41.
- Nur A. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1972, v. 62, p. 1237—1222.
- Ohtake M. Search for precursors of the 1974 Izu-Hanto-Oki earthquake, Japan.— Pageoph., 1976, v. 114, N 6, p. 1083—1093.
- Prediction of the Haicheng earthquake.— In: Trans. Amer. Geophys. Union, 1977, v. 58, N 5, p. 236—273.
- Raleigh C. B., Healy J. H., Bredehoeft J. D. An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado.— Science, 1976, v. 191, N 4233, p. 1230—1237.
- Rinehart J. S. Fluctuations in geyser activity caused by variations in earth tidal forces, barometric pressure, and tectonic stresses.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 2, p. 342—350.
- Rothe J. P. Seismes artificiels.— Tectonophysics, 1970, v. 9, N 2/3, p. 215—238.
- Wang C. M. e. a. Characteristics of water level variation in deep wells before and after the Tangshan earthquake. International symposium on earthquake prediction. Unesco. Paris, 1979. 16 p.
- Zones C. P. Changes in hydrologic conditions in the Dixie Valley and Fairview Valley areas, Nevada, after the earthquake of December 16, 1954.— Bull. Seismol. Soc. America, 1957, 47, N 4, p. 387—396.

## 5. РОЛЬ ВОДЫ В ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

### 5.1. ПОДЗЕМНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ

Термодинамический анализ процессов взаимодействия подземных вод и горных пород в зоне гипергенеза \* показывает, что этим процессам свойственна высокая неравновесность, в итоге которой происходит разрушение подземными водами горных пород путем химического выветривания и последующий перенос (подземный химический сток) продуктов разрушения, т. е. *подземная химическая денудация* [Макаренко, Зверев, 1970]. Конкретным выражением химического выветривания по отношению к породообразующим минералам (силикатам, карбонатам и др.) являются выщелачивание, растворение, окисление и гидролиз (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»). Эти процессы вместе с высокой интенсивностью водообмена определяют активный вынос веществ, масса которых эквивалентна массе горных пород, претерпевающих при этом изменение или полное разрушение.

\* Различными исследователями термин «зона гипергенеза» трактуется неодинаково. Здесь, следуя А. И. Перельману (1968), под зоной гипергенеза понимается верхняя часть земной коры, в которой миграция химических элементов протекает в условиях низких температур и давлений (близких к значениям земной поверхности), преимущественно при участии живого вещества и воды. Сходное содержание вкладывается и в термин «гипергенные процессы».

**Интенсивность химического выветривания авгит-лабрадорového порфирита Юго-Западного Кавказа**

Процесс	Минерал		Количество измененного или новообразованного минерала		Интенсивность выветривания, $\times 10^{-7}$ г/км <sup>2</sup> ·год
			$10^{-3}$ моль/л	г/л	
Выветривание	Лабрадор	Калишпат	0,04	0,011	0,858
		Альбит	0,196	0,051	3,978
		Анортит	0,374	0,104	8,112
	Пироксен	Авгит	0,414	0,089	6,942
		Пижовит	0,165	0,039	3,042
Хлорит		0,007	0,003	0,257	
	Всего . . .			0,297	23,189
Новообразование	Метагаллуазит		0,562	0,145	11,31
	Гетит		0,185	0,016	1,248
	Всего . . .			0,161	12,558

Примечание. Объем воды, фильтрующейся через породы, составил  $78 \cdot 10^7$  л/км<sup>2</sup>·год.

**Региональная оценка интенсивности подземной химической денудации.** Взаимодействие в системе вода—порода исследовалось различными методами.

Один из методов оценки интенсивности подземной химической денудации — изучение баланса масс между фильтрующимися подземными водами и минеральным веществом горных пород для какого-нибудь конкретного участка. Возьмем участок труднорастворимых вулканогенных пород одного из районов Юго-Западного Кавказа, где развит авгит-лабрадорový порфирит, конечным продуктом выветривания которого являются метагаллуазит и гетит. Используемый метод стехиометрического баланса  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SiO_2$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ , поступающих с атмосферными осадками и мобилизуемых в процессе химического выветривания порфиритов, позволил рассчитать количества отдельных химических компонентов, переходящих в подземные воды в результате разрушения и преобразования реальных минералов, до установленных конечных продуктов выветривания. Ход расчета и его результаты, приведены в табл. 5.1.

Согласно полученным данным, при фильтрации 1 л атмосферных осадков через толщу порфирита происходит разрушение 0,128 г пироксена, 0,166 г плагиоклаза и 0,003 г хлорита с образованием 0,145 г метагаллуазита и 0,016 г гетита. Зная количество химических элементов, выносимых подземными водами, можно определить суммарные показатели интенсивности химического выветривания и скорости новообразования продуктов выветривания, которые для рассмотренного участка составляют соответственно 231,2 и 125,6 г/год·км<sup>2</sup>.

Таким образом, на основе изучения взаимодействия в системе вода—порода представляется возможность дать региональную количественную оценку процессов подземного химического выветривания, т. е. определить массы горных пород, выщелоченных или полностью растворенных в результате подземной химической денудации.

Теперь попытаемся дать дифференцированную оценку количества измененных и выщелоченных горных пород наиболее распространенных в земной коре типов. Подобная работа для отдельных компонентов химического речного стока Северной Америки впервые выполнена Р. М. Гар-

релсом и Ф. Маккензи (1974). По их методике из величины подземного химического стока вычитается в первую очередь количество компонентов, поступающих в подземные воды с атмосферными осадками. Дальнейшие расчеты проводятся со средним составом подземных вод, образующихся только в результате их взаимодействия с горными породами и характеризующих подземный химический сток какого-либо конкретного района.

Происхождение растворенных компонентов подземных вод отличается сложностью. С известной долей условности оно принимается следующим.

Хлор поступает в подземные воды в результате выщелачивания галита или из концентрированных растворов, откуда он попадает в зону активного водообмена при диффузионном массопереносе из более глубоких горизонтов. Для балансирования хлора исключается эквивалентное количество натрия, т. е. допускается, что оба элемента переходят в подземные воды в результате выщелачивания галита.

Основным источником сульфата в подземных водах считаются гипс и ангидрит. Какая-то часть его переходит в раствор и при окислении сульфидов, однако учесть ее пока не представляется возможным. Поэтому условно весь присутствующий в подземных водах сульфат связывается с эквивалентным количеством кальция, поскольку они переходят в подземные воды главным образом в результате выщелачивания гипса и ангидрита.

Оставшееся количество кальция и весь магний могут появиться за счет выщелачивания карбонатов — известняков и доломитов. Вместе с кальцием и магнием в раствор переходит эквивалентное количество гидрокарбоната. Весь калий и оставшийся после вычитания «галита» натрий, скорее всего, обязаны выветриванию силикатов, прежде всего полевых шпатов. Как уже отмечалось, основным направлением химического выветривания силикатов является каолинизация.

Определенная часть кремнекислоты при каолинизации может выпадать из раствора. Р. Гаррелс и Ф. Маккензи (1974) сделали допущение, что наиболее удовлетворительная реакция при балансовых расчетах — преобразование полевых шпатов в монтмориллонит, когда в раствор переходит одна молекула  $\text{CO}_2$  на одну молекулу  $\text{HCO}_3^-$ . Поэтому в балансовых расчетах целесообразно принять, что при выветривании силикатов в раствор переходит эквивалентное количество гидрокарбоната.

В итоге после вычитания химических элементов, образующихся за счет выщелачивания галита, сульфатов, карбонатов и выветривания силикатов, оказываются израсходованными все находящиеся в растворе компоненты, т. е. результирующую подземного химического стока можно полностью объяснить процессами выветривания горных пород верхних частей земной коры.

На этом принципе основана количественная оценка темпа подземного химического выветривания для Московского артезианского бассейна (рис. 5.1 и 5.2) и Юго-Западного Кавказа (рис. 5.3 и 5.4) — характерных представителей соответственно платформенных и складчатых регионов (табл. 5.2). Сравнение полученных результатов показывает, что темпы подземной химической денудации в складчатых областях намного выше, чем в платформенных. Если для галита и сульфатов это — величины одного порядка, то для карбонатов темп подземного химического выветривания в складчатых областях на порядок выше, а для силикатов в 20 раз больше, чем в платформенных условиях.

Почему разница так велика? Во-первых, в складчатых областях подземный сток, обуславливающий интенсивность химического выветривания, намного активнее, чем на платформе; во-вторых, в таких регионах по сравнению с платформенными значительно мощнее зона интенсивного водообмена (сотни и даже тысячи против десятков и сотен метров) и, в-

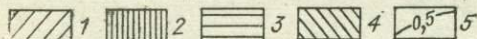
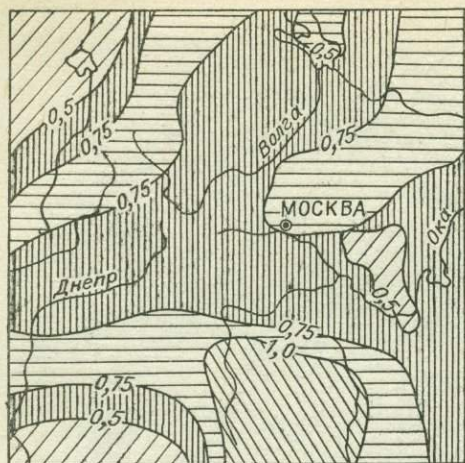


Рис. 5.1. Схематическая карта интенсивности подземного выщелачивания карбонатов центральной части Русской платформы. Составил В. П. Зверев.

Модуль интенсивности подземного выщелачивания карбонатов, г/с·км<sup>2</sup>: 1 — < 0,5; 2 — от 0,5 до 0,75; 3 — от 0,75 до 1,0; 4 — > 1,0; 5 — изолинии равных значений модуля.

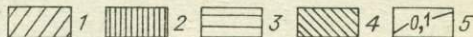
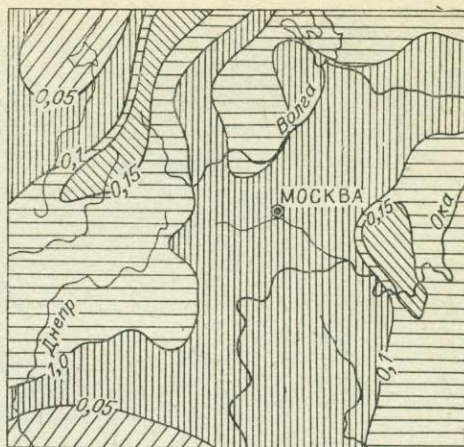


Рис. 5.2. Схематическая карта интенсивности подземного химического выветривания силикатов центральной части Русской платформы. Составил В. П. Зверев.

Модуль интенсивности подземного химического выветривания силикатов, г/с·км<sup>2</sup>: 1 — < 0,05; 2 — от 0,05 до 0,1; 3 — от 0,1 до 0,15; 4 — > 0,15; 5 — изолинии равных значений модуля.

третьих, в складчатых сооружениях подавляющая часть силикатных минералов представлена плаггиоклазами, амфиболитами и другими минералами, которые несколько легче выщелачиваются, чем глинистые минералы, доля которых весьма велика на платформах.

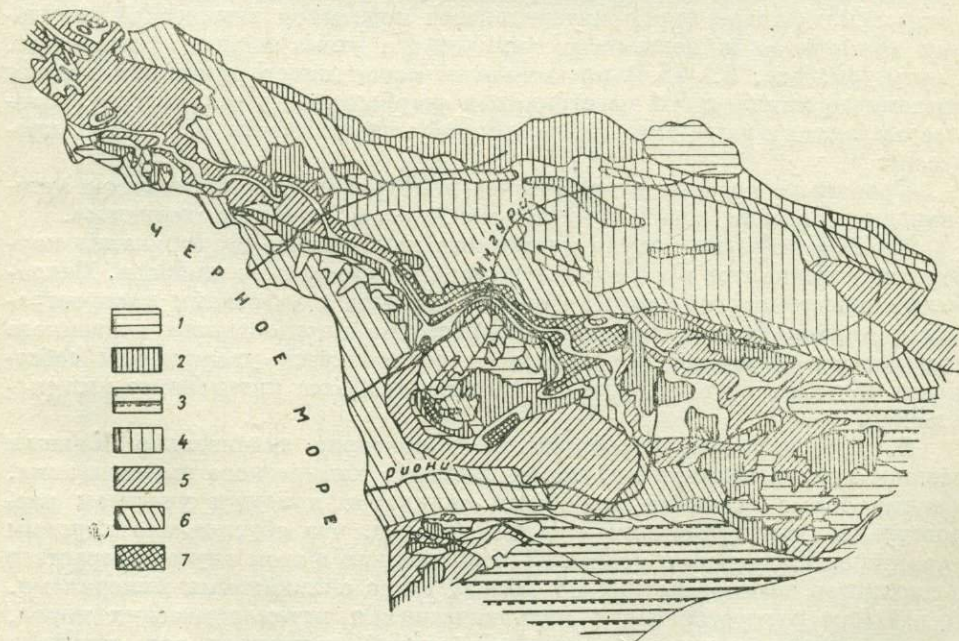


Рис. 5.3. Схематическая карта интенсивности подземного выщелачивания карбонатов на Юго-Западном Кавказе. Составил В. П. Зверев.

Модуль интенсивности подземного выщелачивания карбонатов, г/с км<sup>2</sup>: 1 — < 0,25; 2 — от 0,25 до 0,5; 3 — от 0,5 до 1,0; 4 — от 1,0 до 2,0; 5 — от 2,0 до 4,0; 6 — от 4,0 до 8,0; 7 — > 8,0.

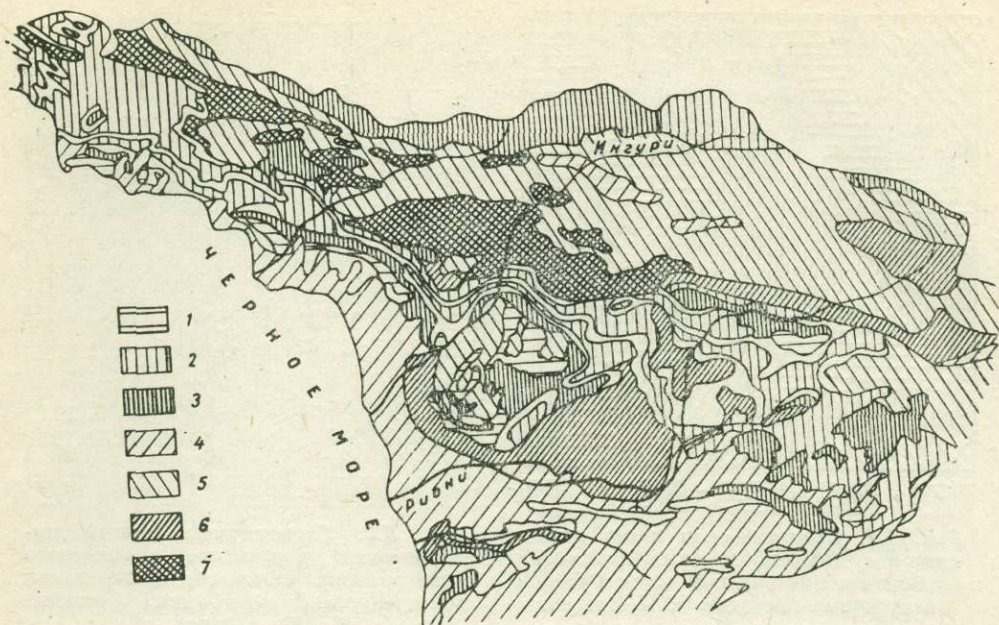


Рис. 5.4. Схематическая карта интенсивности подземного химического выветривания силикатов на Юго-Западном Кавказе. Составил В. П. Зверев.

Модуль интенсивности подземного химического выветривания силикатов, г/с·км<sup>2</sup>: 1' — < 0,1; 2 — от 0,1 до 0,25; 3 — от 0,25 до 0,5; 4 — от 0,5 до 1,0; 5 — от 1,0 до 2,0; 6 — от 2,0 до 4,0; 7 — > 4,0.

На основе балансовых расчетов для названных территорий оценены показатели интенсивности (г/л) и модули подземного химического выветривания соответственно галита, сульфатов, карбонатов и силикатов. Они позволили установить пространственное распределение модулей и составить схематические карты интенсивности подземной химической денудации карбонатов и подземного химического выветривания силикатов. Карты (см. рис. 5.1—5.4) представляют совокупность изолиний модуля подземного химического выветривания «карбонатов» и «силикатов», которые являются границами зон различной интенсивности изучаемых процессов.

Сравнивая подземное химическое выветривание в Московском артезианском бассейне и на Юго-Западном Кавказе, отметим следующее.

1. На платформе модули подземного химического выветривания карбонатов и силикатов в значительной мере выдержаны по площади. Максимальные значения модуля карбонатов связаны с участками распространения карбонатных отложений. Возрастная интенсивность подземного химического выветривания силикатов определяется увеличением собственно подземного стока, с чем и связано наиболее интенсивное выщелачивание.

2. Для складчатых сооружений характерна значительно бóльшая неоднородность величин модулей подземного химического выветривания. Максимальные значения денудации силикатов присущи участкам распространения вулканогенно-осадочных пород, что обусловлено поровым характером фильтрации подземных вод, так как в этом случае возрастает поверхность взаимодействия подземных вод с силикатными минералами. В районах распространения магматических и метаморфических пород, характеризующихся трещинной фильтрацией подземных вод, площадь взаимодействия в системе вода — порода уменьшается и, несмотря на высокие показатели подземного стока, модули подземного химического выветривания силикатов меньше. Минимальные значения модуля вывет-

Таблица 5.2

Баланс минерального вещества горных пород, удаляемого подземным химическим стоком в процессе химического выветривания

Составляющие баланса	Среднее содержание отдельных компонентов, мЭкв/л, ммоль/л								Выветрено породы		Подземный сток, $10^3$ л/с	Выветрено породы, г/с	Модуль подземного выветривания, г/с·км	
	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	Σ	ммоль/л	$10^{-3}$ , г/л				
<i>Центральная часть Русской платформы</i>														
Подземные воды	0,450	1,283	2,939	0,319	0,585	3,768	0,178	9,522						
Атмосферные осадки	0,055	0,035	0,065	0,037	0,097	0,021	0,008	0,318						
I остаток	0,395	1,248	2,874	0,282	0,488	3,747	0,170	9,024						
Выщелачивание галита	0,282	—	—	0,282	—	—	—	0,564	0,282	16,5	934,3	15 400	0,038	
II остаток	0,113	1,248	2,874	0,0	0,488	3,747	0,170	8,640						
Выщелачивание сульфатов	—	—	0,488	—	0,488	—	—	0,976	0,488	66,3	934,3	62 000	0,133	
III остаток	0,113	1,248	2,386	0,0	0,0	8,747	0,170	7,664						
Выщелачивание карбонатов	—	1,248	2,386	—	—	3,634	—	7,268	3,634	363,4	934,3	337 000	0,337	
IV остаток	0,113	0,0	0,0	0,0	0,0	0,113	0,170	0,396						
Выветривание силикатов	0,170	—	—	—	—	0,170	0,170	0,510	0,170	44,5	934,3	41 600	0,09	
V остаток	-0,057	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,057	0,0	-0,114						
<i>Юго-западная часть Кавказа</i>														
Подземные воды	0,742	0,645	1,469	0,143	0,294	2,419	0,134	5,845						
Атмосферные осадки	0,033	0,061	0,055	0,027	0,068	0,054	0,008	0,306						
I остаток	0,709	0,584	1,414	0,116	0,226	2,365	0,126	5,539						
Выщелачивание галита	0,116	—	—	0,116	—	—	—	0,232	0,116	6,8	358,8	2 445	0,09	
II остаток	0,593	0,584	1,414	0,0	0,226	2,365	0,126	5,307						
Выщелачивание сульфатов	—	—	0,226	—	0,226	—	—	0,452	0,226	30,8	358,8	11 400	0,42	
III остаток	0,593	0,584	1,188	0,0	0,0	2,365	0,126	0,855						
Выщелачивание карбонатов	—	0,584	1,188	—	—	1,772	—	3,544	1,772	177,2	358,8	63 500	2,33	
IV остаток	0,593	0,0	0,0	0,0	0,0	0,593	0,126	1,311						
Выветривание силикатов	0,593	—	—	—	—	0,593	0,593	1,779	0,593	1,520	358,8	54 500	1,99	
V остаток	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,467	0,467						

ривания силикатов связаны с участками распространения карбонатных пород, для которых, в свою очередь, характерны максимальные значения модулей подземного химического выщелачивания карбонатов. Вообще следует отметить тесную зависимость между содержанием карбонатных минералов в горных породах и величиной модулей подземного химического выветривания карбонатов.

Взаимодействие подземных вод с породами может быть оценено также с помощью использования данных по средней минерализации подземных вод [Шварцев, 1978]. В этом случае исключаются искажения гидрогеохимического поля, возникающие при использовании только параметров речного ионного стока. Кроме того, при данном способе анализа денудации представилось возможным расчленить баланс мигрирующих веществ — атмосферной, биогенной и литогенной составляющих химического выноса (табл. 5.3). Подразделение баланса на составляющие оказалось небезынтересным, так как выяснилось, что модуль химического выноса сложным образом коррелируется с поверхностным стоком, температурой, литологией пород.

Атмосферный пай химического выноса (см. табл. 5.3) максимальные значения имеет либо в районах с наибольшим количеством атмосферных осадков (влажные саванны, тропические леса), либо в районах с интенсивным испарением (лесостепи, степи), а минимальные — в районах с небольшим объемом осадков и слабым испарением (тундра и северная тайга). В общем химическом стоке атмосферная составляющая выноса для вод выщелачивания горных стран составляет 20—35%, для вод зоны континентального засоления достигает 60—80% (степи) и даже 90—95% (пустыни). В интенсивно промываемых тропических областях относительное участие рассматриваемого элемента химического стока незначительно, правда при достаточно высоком его абсолютном уровне.

Биогенная доля выносимых солей более ощутима, чем это можно было представить в первом приближении (см. табл. 5.3). Органическое вещество формируется за счет веществ, извлекаемых из пород, поступающих из атмосферы, а также непосредственно из воды. Большое значение здесь имеют пути накопления гидрокарбонат-иона, содержание которого в пресных водах нередко составляет 60—70% общей минерализации.

В подземных водах, содержащихся в алюмосиликатных породах, гидрокарбонат-ион образуется по реакции  $\text{OH}^- + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^-$ . Источником  $\text{OH}^-$  — результат взаимодействия молекулы воды с алюмосиликатами, а  $\text{CO}_2$  — продукт окисления органического вещества или углекислый газ, поступающий из воздуха. Иными словами,  $\text{HCO}_3^-$  здесь в значительной мере имеет гидрогенно-биогенную природу.

Этот источник  $\text{HCO}_3^-$ , разумеется, не распространяется на растворение карбонатов. Здесь процесс протекает следующим образом:  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$ .

В итоге от общего количества  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{H}_2\text{CO}_3$  только около 1/3 формируется за счет горных пород, остальное — биогенная составляющая.

Доминирующая роль биогенных источников выносимых солей характерна как для влажных саванн или тропических лесов, так и для тундры. Наблюдается четкая зависимость между относительной долей биогенных продуктов и величиной рН. В тропической зоне, где климат постоянно обеспечивает высокую микробиологическую активность, вынос органических веществ контролируется интенсивностью водообмена. Абсолютные значения биогенной составляющей в тропиках в 10—15 раз превышают поступление солей за счет пород. Для умеренной зоны в районах высоких среднегодовых температур и повышенной интенсивности водообмена вынос биогенных продуктов наибольший. По мере приближения к арид-

Таблица 5.3

## Подземный химический вынос в основных ландшафтных зонах земного шара [Шварцев, 1978]

Ландшафтная зона	Минерализация подземных вод, г/л	pH	Составляющая выноса						Суммарный вынос		Модуль подземного стока, л/с·км <sup>2</sup>	Скорость денудации, см/1000 лет	Сумма литогенного и биогенного выносов, г/с·км <sup>2</sup>	Химический сток, г/с·км <sup>2</sup> [по Макаренко, Звереву, 1970]
			г/с·км <sup>2</sup>			%			г/с·км <sup>2</sup>	т/год·км <sup>2</sup>				
			литогенная	биогенная	атмогенная	литогенная	биогенная	атмогенная						
<i>Умеренная зона</i>														
Тундра	0,10	6,5	0,046	0,165	0,053	17,4	62,5	20,1	0,264	8,3	0,5—2,5	0,06	0,097	0,144
Северная тайга	0,21	6,8	0,121	0,387	0,174	17,8	56,6	25,6	0,682	21,5	1,0—3,0	0,15	0,244	0,389*
Смешанный лес	0,18	7,0	0,177	0,417	0,232	21,4	50,6	28,0	0,826	26,0	3,0—6,0	0,22	0,485	0,441
Южная тайга	0,46	7,4	0,312	0,604	0,331	25,0	48,5	26,5	1,247	39,3	1,5—3,5	0,39	0,937	—
Лесостепь	0,60	7,5	0,210	0,408	0,341	21,9	42,6	35,5	0,959	31,2	1,0—2,0	0,26	0,624	—
Степь	1,58	7,6	0,058	0,078	0,318	8,4	16,2	75,4	0,454	14,3	0,1—0,5	0,07	0,158	0,472
Пустыня	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,525
<i>Тропическая и экваториальная зона</i>														
Влажная саванна	0,06	5,3	0,317	5,080	0,329	5,5	88,6	5,9	5,726	180,5	15—20	0,40	0,514	—
Тропические леса	0,17	6,1	0,484	2,776	0,254	13,7	78,8	7,5	3,514	110,5	8—10	0,61	1,374	—
Субтропические леса	0,17	6,9	0,405	0,845	0,202	28,0	58,4	13,6	1,442	45,6	6—8	0,51	1,132	2,03
Сухая саванна	0,32	7,2	0,204	0,426	0,234	23,6	49,2	27,2	0,864	27,2	1—3	0,25	0,602	—
Степь	0,95	7,4	0,080	0,136	0,273	13,2	27,3	59,5	0,489	15,4	0,2—0,8	0,10	0,183	—
<i>Горная зона</i>														
Тундра	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
луговая	0,10	6,9	0,210	0,483	0,184	24,0	55,0	21,0	0,877	27,7	5—10	0,26	0,594	0,109
горно-лесная	0,23	7,1	0,256	0,598	0,253	23,1	54,2	22,7	0,107	34,9	3—5	0,32	0,783	0,317
горно-степная	0,33	7,5	0,143	0,319	0,227	20,8	46,2	33,0	0,689	21,7	1,0—2,5	0,78	0,461	0,649
горно-пустынная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,80

Примечание. Биогенная составляющая только в форме  $\text{HCO}_3^-$ . Звездочкой отмечена цифра для тайги в целом.

ным районам абсолютное значение его сокращается вследствие уменьшения общего подземного стока.

Литогенная составляющая связана сложной зависимостью, как показывает рассматриваемая методика оценки химической денудации, с модулем подземного стока, минерализацией,  $pH$  подземных вод.

Известно, что по закону Дарси

$$Q = kIF \quad (5.1)$$

или

$$V = kI, \quad (5.2)$$

откуда

$$\frac{S}{T} = kI. \quad (5.3)$$

Заменив в уравнении (5.3)  $kI$  на  $Q$  и  $F$ , получаем

$$T = \frac{S \cdot F}{Q}, \quad (5.4)$$

где  $Q$  — модуль подземного стока;  $k$  — коэффициент фильтрации;  $F$  — площадь поперечного сечения промываемой зоны;  $V$  — скорость движения подземных вод;  $I$  — гидравлический уклон;  $S$  — путь движения воды в породах;  $T$  — время контактирования воды с породой.

Отсюда следует, что степень обогащения подземных вод химическими элементами даже в пределах однородного геологического поля определяется временем взаимодействия воды с вмещающими породами, модулем подземного стока и объемом промываемых пород.

Следовательно, химический вынос контролируется достаточно разнообразными факторами. Суммарная результирующая определяется их благоприятным сочетанием. Обращает на себя внимание широкий диапазон значений денудации от 8,3 (тундра) до 180,5 т/год·км<sup>2</sup> (саванна).

Сходимость показателей химической денудации, определявшихся с помощью рассмотренных методов, достаточно удовлетворительна (см. табл. 5.3). Необходимо иметь в виду, что способы анализа были принципиально различны и основывались на учете содержания солей только в поверхностных водах или только в подземных водах.

Количественной мерой поверхностной денудации обычно служит условная величина понижения земной поверхности в единицу времени. Если для механической эрозии, являющейся чисто поверхностным процессом, это вполне осязаемая величина, то для подземной химической денудации все обстоит несколько сложнее. В результате деятельности подземного химического стока происходит первичное выветривание горных пород, которое заключается в выносе водно-растворимых соединений, уменьшении прочности, увеличении порового пространства и т. п. Снижение земной поверхности на этом этапе может не происходить, но он представляет неизбежную подготовку к последующему механическому разрушению пород под влиянием физических поверхностных факторов.

Химическая и механическая денудации взаимосвязаны, являясь разными сторонами одного процесса: интенсивной механической денудации должно предшествовать увеличение химического выноса цементирующихся веществ, что и имеет место в горных областях. Активное механическое разрушение породы невозможно без разрушения имеющих физико-химическую основу связей между отдельными ее кристаллическими элементами. Конечно, велико и значение физических параметров и факторов (температуры, воды, ветра), но без химической подготовки механическая эрозия, несомненно, протекала бы медленнее.

Таким образом, оба вида денудации тесно взаимосвязаны. Да и суть их одна и та же — вынос с континентов огромных количеств растворен-

## Подземная химическая денудация на территории СССР

Геоструктурные подразделения		Показатель денудации $\frac{HCO_3^-}{2}$ , см/1000 лет	Показатель денудации ( $HCO_3^-$ )			Время снижения земной поверхности на 1 м, тыс. лет
			см/1000 лет	м/10 <sup>6</sup> лет	м/30·10 <sup>6</sup> лет	
Щиты	Балтийский	0,05	0,07	0,7	21	1400
	Украинский	0,133	0,19	1,9	57	520
	Анабарский	0,034	0,047	0,47	14	2120
	Алданский	0,322	0,456	4,56	137	220
Плиты платформ	Русская	0,575	0,76	7,6	229	130
	Сибирская	0,44	0,56	5,6	169	180
	Западно-Сибирская	0,35	0,48	4,8	145	2080
	Скифская	1,38	1,52	15,2	456	660
	Туранская	0,58	0,68	6,8	205	150
Складчатые области	Байкальская	0,24	0,34	3,4	3,4	300
	Саяно-Алтайская	0,43	0,64	6,4	192	160
	Центрально-Казахстанская	0,46	0,52	5,2	156	190
	Уральская	0,49	0,69	6,9	206	140
	Джунгаро-Тяньшаньская	2,28	2,78	27,8	835	36
	Верхояно-Чукотская	0,094	0,13	1,3	39	770
	Амурская, Сихотэ-Алинская	0,13	0,18	1,8	54	560
	Альпийская, европейская часть СССР	1,96	2,68	26,8	804	37
	Альпийская, азиатская часть СССР	0,43	0,57	5,7	172	175
	Охотско-Чукотская	0,121	0,165	1,65	50	605
	Курило-Камчатская	0,56	0,73	7,3	220	137
	Таймырская	0,056	0,076	0,76	23	1320

ных и твердых веществ, что приводит к значительным преобразованиям лика земной поверхности. Исходя из этого, количественную оценку обоих процессов целесообразно вести в одинаковых единицах.

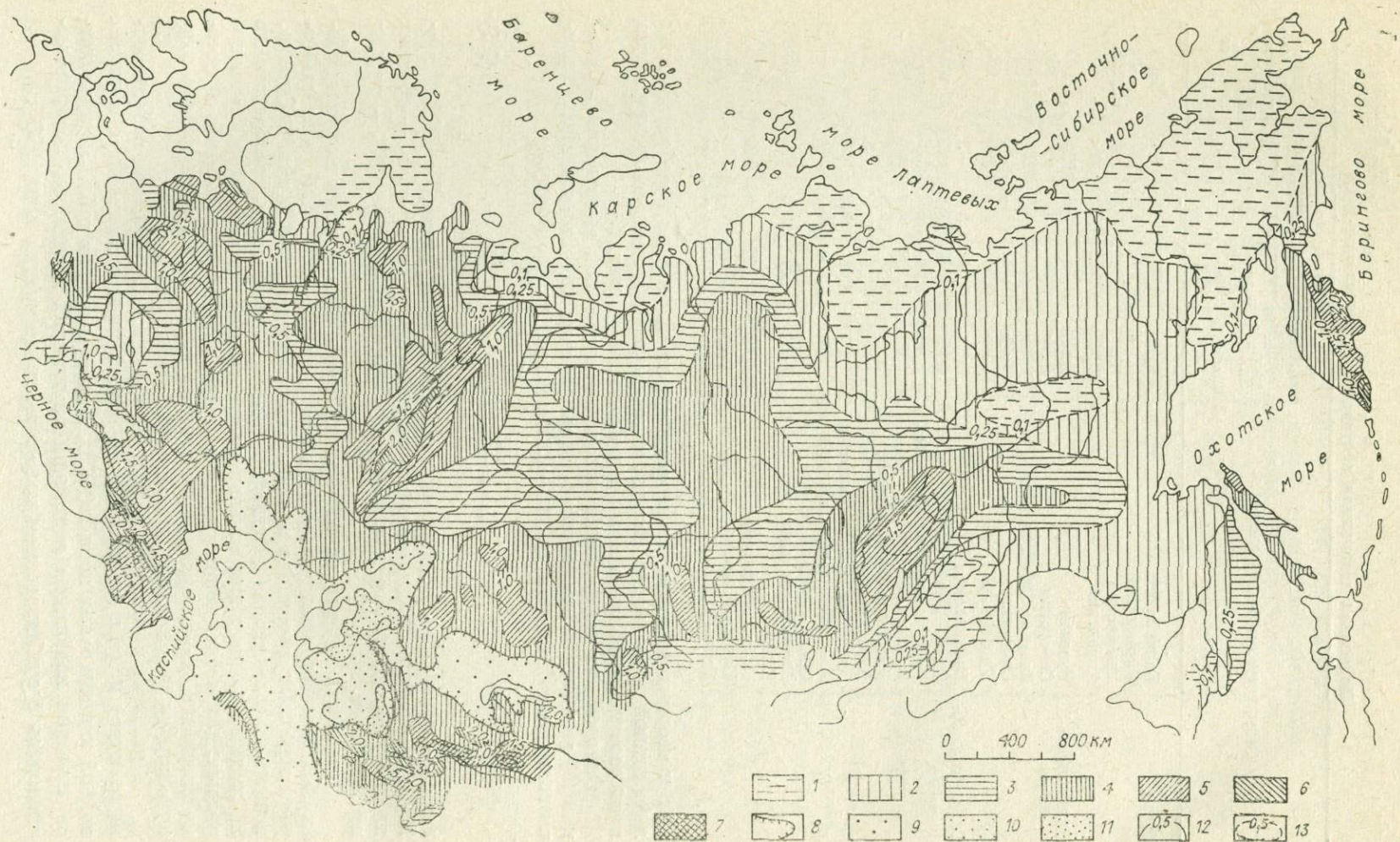
Основой для определения показателя подземной химической денудации ( $h$ ) является изменяющийся в пространстве модуль подземного химического стока [Зверев и др., 1974]. Расчет ведется по формуле

$$h = \frac{M_{п.х.с}}{\delta_t \cdot \Sigma}, \quad (5.5)$$

где  $h$  — показатель подземной химической денудации, см/1000 лет;  $M_{п.х.с}$  — модуль подземного химического стока, г/см<sup>2</sup>·с;  $\delta_t$  — средняя плотность осадочных горных пород верхней части земной коры;  $\Sigma$  — время, 1000 лет.

Плотность горных пород верхней части земной коры консолидированных неветрелых разностей составляет 2,5—2,8 г/см<sup>3</sup>, для выветрелых рыхлых пород она значительно меньше (1,6—1,8 г/см<sup>3</sup>). Однако, поскольку химическая денудация (особенно первичное преобразование на стадии эпигенеза или начального катагенеза) связана с коренными породами, для последующих расчетов целесообразнее использовать величину плотности, характеризующую сравнительно хорошо растворимую горную породу (известняки) и принятую равной 2,4 г/см<sup>3</sup>.

В расчетах показателя подземной химической денудации использована величина модуля (за вычетом его атмосферной составляющей и учетом полной концентрации иона  $HCO_3^-$ ). Для сравнения в табл. 5.4 приводятся значения показателя подземной химической денудации, которые вычислялись с суммированием половины концентрации иона  $HCO_3^-$ .



Пространственное распределение показателя подземной химической денудации на территории СССР (рис. 5.5) довольно изменчиво, но в то же время весьма четко устанавливается его связь с целым рядом природных факторов, прежде всего с широтной и высотной зональностями и геоструктурными особенностями. Подземная химическая денудация контролируется собственно подземным водным стоком и величиной солености подземных вод.

В целом для Советского Союза средний показатель подземной химической денудации составляет 0,6 см/1000 лет. Максимальные значения ( $> 2$  см/1000 лет) характерны для высокогорных районов и предгорий Кавказа, для участков распространения галогенных формаций в Камском Предуралье, для межгорных, выполненных кластическим материалом впадин и конусов выноса Тянь-Шаня и других горных систем Средней Азии, а также сложенного вулканогенными породами Восточного побережья Камчатки и карстового Силурийского плато в Прибалтике. Минимальные значения ( $< 0,25$  см/1000 лет) связаны с Балтийским и Украинским щитами, районами развития многолетнемерзлых пород на севере СССР и равнинами Приамурья.

Остальная часть территории характеризуется средними показателями подземной химической денудации, находящимися в пределах 0,25—2,0 см/1000 лет. Этот интервал на карте разбит на четыре зоны, контуры их изменяются в зависимости от сочетания целого ряда климатических, геологических и других причин, среди которых обычно нет резко доминирующих или, наоборот, подчиненных, способных дать высокие или низкие аномалии.

Более сложные закономерности наблюдаются в бессточных районах Казахстана и Средней Азии. Причин тому, по крайней мере, две: первая — изменчивость величин собственно подземного водного стока, которая не позволила выявить его пространственные вариации [Подземный сток..., 1966]; вторая — двойственность подземного химического стока, поскольку здесь он не только фактор подземной химической денудации, но и источник аккумуляции солей. В этих районах разгрузка подземных вод происходит локально в различного рода понижениях путем испарения. Поэтому в приповерхностных частях депрессий происходит накопление огромных масс солей, которые постепенно развеваются ветром. Уносимые на значительные расстояния, эти соли служат одним из источников формирования солевого состава атмосферных осадков, с которыми они возвращаются на земную поверхность.

Величина подземной химической денудации различна и для отдельных геоструктурных элементов. Минимальные ее значения характеризуют щиты, где показатель подземной химической денудации составляет 0,047—0,19 см/1000 лет. Примерно одинаковые величины показателя подземной химической денудации свойственны платформам (0,48—0,75 см/1000 лет). Исключение составляет Скифская плита (1,52 см/1000 лет), она отличается как высокими модулями подземного стока, так и повышенной минерализацией подземных вод. Значительные колебания показателя подземной химической денудации отмечены для горноскладчатых областей, где он изменяется от 0,13 до 2,78 см/1000 лет. Наиболее высокие значения показателя подземной химической денудации свойственны зонам альпийской складчатости европейской части СССР (Кавказ и др.) и омоложенной в кайнозой Джунгаро-Тяньшаньской горноскладчатой территории.

Рис. 5.5. Карта подземной химической денудации территории СССР [Зверев, 1974]. Показатель подземной химической денудации, см/1000 лет: 1 —  $< 0,1$ ; 2 — 0,1—0,25; 3 — 0,25—0,5; 4 — 0,5—1,0; 5 — 1,0—2,0; 6 — 2,0—3,0; 7 —  $> 3,0$ ; 8 — границы районов со сложными изменениями модуля подземного стока. Средние значения модуля подземного химического стока, г/с км<sup>2</sup>: 9 — 0,75; 10 — 1,0; 11 — 1,5; 12 — изолинии равных значений показателя подземной химической денудации; 13 — то же, предположительно.

той области. Средними значениями подземной химической денудации выделяются герцинские и каледонские сооружения Урала, Центрального Казахстана и Саяно-Алтайской области. В складчатых регионах, находящихся в районах широкого развития многолетнемерзлых пород, отмечены невысокие значения показателя подземной химической денудации (Байкальская, Верхояно-Чукотская, Таймырская и другие области).

Резкие отличия показателя подземной химической денудации отмечены для территорий распространения многолетнемерзлых пород и их отсутствия, для которых он соответственно составляет 0,414 и 0,834 см/1000 лет, и для равнинных и горных стран — 0,528 и 0,675 см/1000 лет.

**Эволюция подземной химической денудации.** Рассмотренное выше взаимодействие системы вода — порода отражает интенсивность его в современной геологической обстановке. Однако подземная химическая денудация, как и любое другое природное явление, претерпевает эволюцию. Исследование темпа денудации в историко-геологическом плане может быть выполнено на основе изучения интенсивности выщелачивания галогенных пород. Эти породы поддаются достаточно удовлетворительному количественному учету в геологическом разрезе. Одновременно они легко взаимодействуют с подземными водами, растворы их характеризуются активными миграционными свойствами.

Для решения поставленной задачи во многих отношениях показательна Сибирская платформа. Наличие каменной соли, отложившейся в самом начале формирования осадочного чехла (венд — кембрий), древний возраст платформы, длительный режим суши позволяют изучить денудацию за весьма большой промежуток времени.

Явление подземной химической денудации особенно выпукло выражено на южной окраине платформы. Первые сверху пласты каменной соли располагаются здесь на глубинах 400—600 м. Они служат источником формирования хлоридных натриевых рассолов, которые при благоприятных условиях (наличие раскрытых тектонических нарушений) разгружаются в реки.

На основании средней многолетней водности рек и среднего многолетнего содержания в речной воде натрия и хлора рассчитан вынос каменной соли из недр [Дзюба, Кустов, 1976]. При решении задачи от общего количества этих компонентов вычтены натрий и хлор, привносимые поверхностными водотоками со складчатого обрамления, частично поступающие также с атмосферными осадками из несоленосных пород верхней части разреза осадочного чехла.

В итоге получены данные, что в предбайкальской части южной окраины платформы (верховья р. Лены) выщелачивание каменной соли составляет 3,2 см/1000 лет. В рассматриваемом регионе континентальный режим господствовал на протяжении среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, т. е. около 400 млн. лет. При сохранении зафиксированной интенсивности процесса здесь могло быть денудировано каменной соли 13 тыс. м. Разумеется, сколько соли на платформе не денудировалось и не отлагалось. Эта цифра требует уменьшения с учетом влияния других факторов.

Геологическое строение юга Сибирской платформы позволяет достаточно однозначно установить интервал осадочного чехла, в котором ранее содержалась каменная соль. Иными словами, в данном случае представляется возможным сопоставить современную, расчетную и фактическую величины денудации.

На континентальном этапе выщелачивание каменной соли происходило прежде всего сверху вниз, распространяясь по мере развития процесса от дневной поверхности на глубину. Непосредственно в верхней части осадочного чехла — сероцветы ордовика и красноцветы средне-

го — верхнего кембрия — каменная соль не содержалась, так как разрез представлен образованиями открытого моря нормальной солености. Другое дело — разрез, подстилающий красноцветы, где развиты брекчированные доломиты и известняки со следами выщелачивания. Поставим вопрос — сколько каменной соли могло содержаться в прошлом в описываемом интервале? Первоначальную соленасыщенность достаточно объективно отражают нижележащие свиты (рис. 5.6). Они были погружены на большую глубину (600—2000 м) еще в процессе осадконакопления, в последующем не обнажались, не подвергались существенному выщелачиванию. Соотношение каменной соли и карбонатов в этих свитах примерно 1 : 1. Логично предположить, что такое же содержание галогенных отложений, т. е. 50%, было и в предверхоленском разрезе.

На громадном пространстве внутреннего поля платформы объем брекчированных карбонатов не более 100 м (см. рис. 5.6). Следовательно, мощность денудированной каменной соли не более 100 м.

Контрастное соотношение колоссальных потенциальных предпосылок выветривания и фактически вялая денудация — парадоксальное явление. Раскрытие причин этого парадокса позволит пролить свет на многие фундаментальные представления динамической геологии и подземной гидросферы.

Большое значение в гидрогеодинамической активизации имеет цикличность тектогенеза. На стадиях формирования нарушений образовывались разрывы сплошности пластов, возникали зияющие трещины и служили каналами для восходящих потоков. На этапах снятия тектонических напряжений разрывные нарушения запечатывались [Дзюба, 1971]. Однако общая длительность тектогенезов и время функционирования восходящих потоков не находятся в прямой зависимости. В частности, на юге платформы выделяется четыре этапа роста складок и соответствующее количество этапов затухания деформаций (рис. 5.7). Суммарная длительность первых из них — 150 млн. лет. Тогда, умножив эту цифру на 3,2 см/1000 лет (при условии раскрытого состояния каналов миграции в течение всего тектонически активного этапа), получим, что в регионе могло денудироваться 4800 м каменной соли.

Установленный предел (100 м) позволяет предполагать, что миграция денудированного вещества носит не только циклический, но и пульсационный характер. Это же подтверждается импульсно-циклическим характером тектоно-магматической деятельности в рассматриваемом регионе.

Вероятно, на определенных этапах геологической истории здесь были созданы весьма благоприятные предпосылки денудации вследствие тектоно-магматической активизации. Однако если этим этапам сопутствовали дефицит влажности воздуха и отсутствие поверхностного стока, подобно режиму современной Сахары, то недра, израсходовав в начальный момент подземные воды, не могли ими восполняться. Вынос продуктов выветривания по существу прекращался. Выпадение одного из звеньев приводило к разрыву цепи взаимосвязанных явлений!

Для растворения содержащейся на единице площади (например, 1000 м × 1000 м) 100-метрового слоя каменной соли, как показывают расчеты, потребовалось около 70 водообменов. На основании рассчитанного объема рассолов, оптимальной скорости их движения (10 см/год), реально наблюдаемой на южной окраине платформы, нетрудно определить, что массоперенос произошел за 0,7 млн. лет. Полученная цифра, безусловно, интересна. Как видно, на фоне весьма длительной — 400 млн. лет — геологической истории на вынос денудированного вещества из недр приходится всего около 0,2% времени.

Описанной методикой оценки эволюции подземной денудации можно воспользоваться и в других районах земного шара. Задача должна ре-

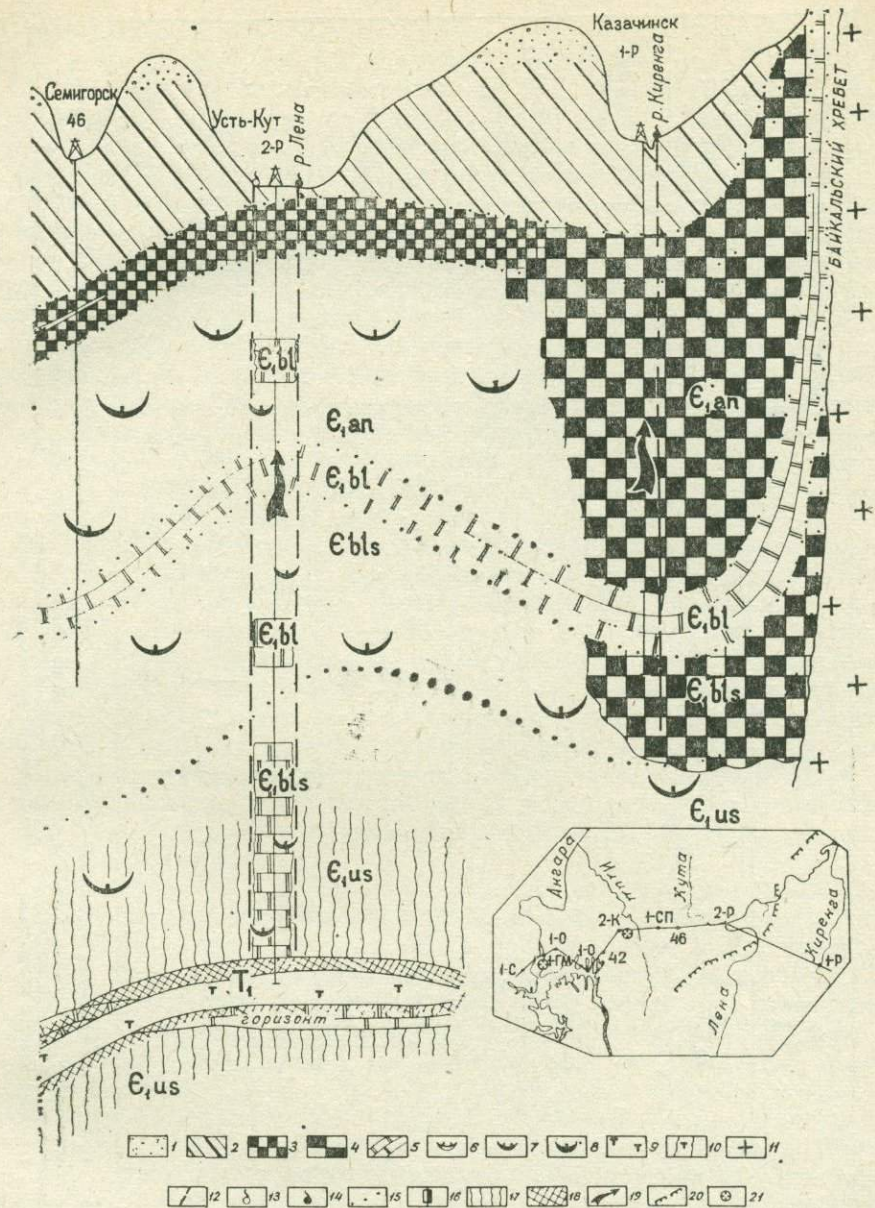
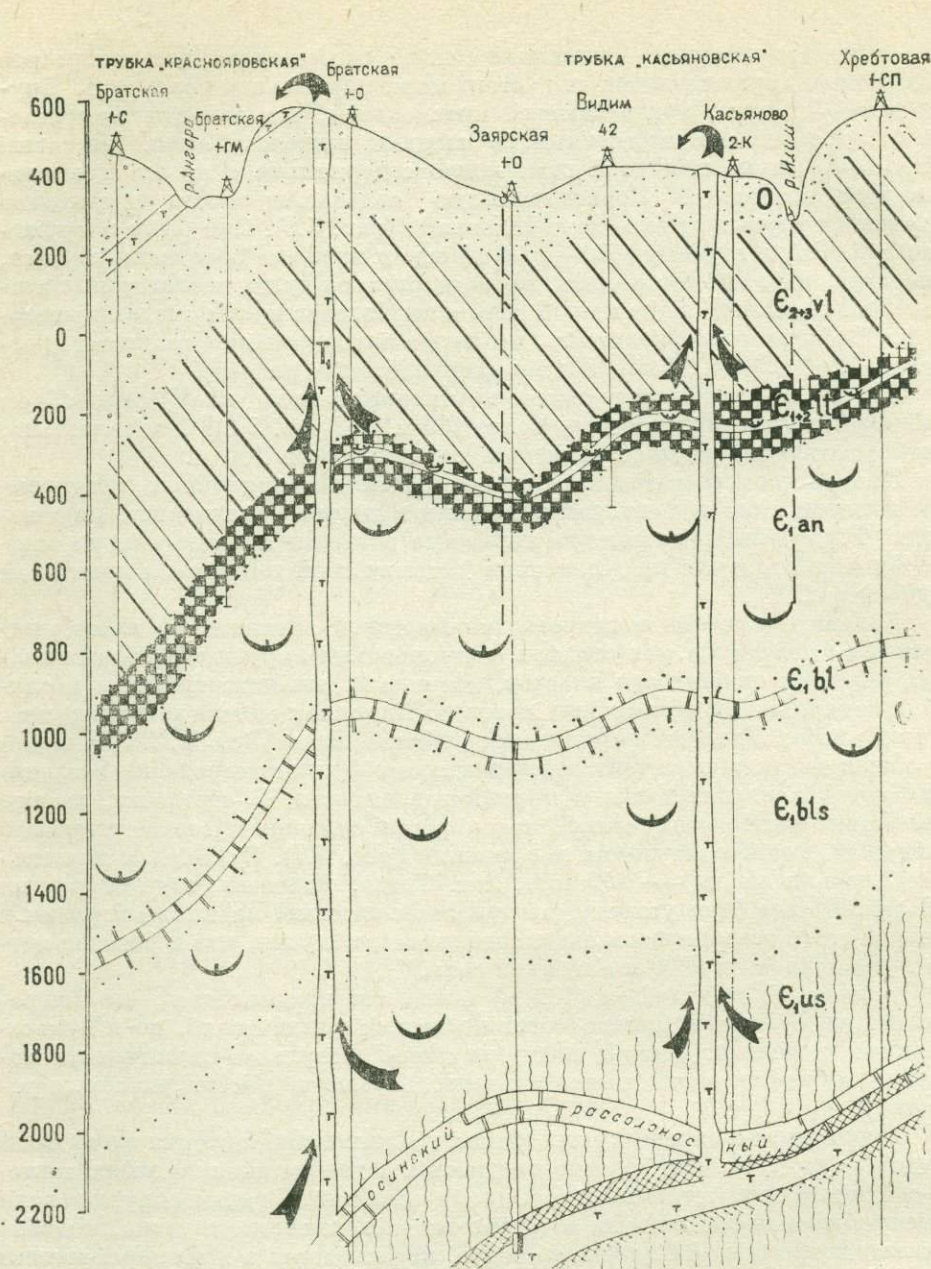


Рис. 5.6. Факторы денудации каменной соли (геологический разрез южной окраины Сибирской платформы). Составил А. А. Дзюба.

1 — надверхоленские терригенные отложения; 2 — терригенные отложения верхоленской свиты среднего — позднего кембрия, накопившиеся в условиях моря нормальной (без садки галитовых пород) солёности; 3 — плотные массивные доломиты и известняки без признаков переотложения, а также брекчированные, со следами выщелачивания карбоната, ранее содержавшие каменную соль (распространены во внутреннем, удаленном от обрамления, поле региона); 4 — преимущественно брекчированные карбонаты, возможно содержавшие каменную соль (распространены в полосе, при-

легающей к обрамлению); 5 — межсольевые карбонаты; 6 — засоленные карбонаты; 7 — среднекембрийская (надангарская) каменная соль; 8 — раннекембрийская каменная соль; 9 — трапшовый силл; 10 — трапшовая трубка варьва; 11 — кристаллический фундамент; 12 — разрывное нарушение; 13 — скрытый очаг разгрузки рассолов; 14 — открытый очаг разгрузки рассолов; 15 — стратиграфическая граница; 16 — проявление рассолов; 17 — зона низкотемпературного (но не менее 150—200°C) метаморфизма; 18 — зона интенсивного теплового поля, остеклования и мраморизации пород с температурой от критической (374°) для воды и более высокой (800—900°); 19 — возможное направление движения подземных вод; 20 — юго-восточная граница распространения трапшового силла, приуроченного к нижней части усольской свиты; 21 — трапшовая трубка варьва.

таться с учетом баланса наряду с каменной солью калийных солей, бишофита, сульфатных минералов и т. п.  
Чрезвычайная кратковременность активной стадии подземной денудации, выявленная на примере Сибирской платформы, согласуется с планетарными данными. В литературе давно обсуждается вопрос о возможности нивелирования континентов до уровня Мирового океана в резуль-

тате водной эрозии. Высказывается мнение, что для этого потребуется всего около 20 млн. лет. В качестве вывода хочется обратить внимание на актуальность познания парадоксов денудационного процесса, что может быть поставлено в один ряд с проблемами современной физики, химии и других естественных наук.

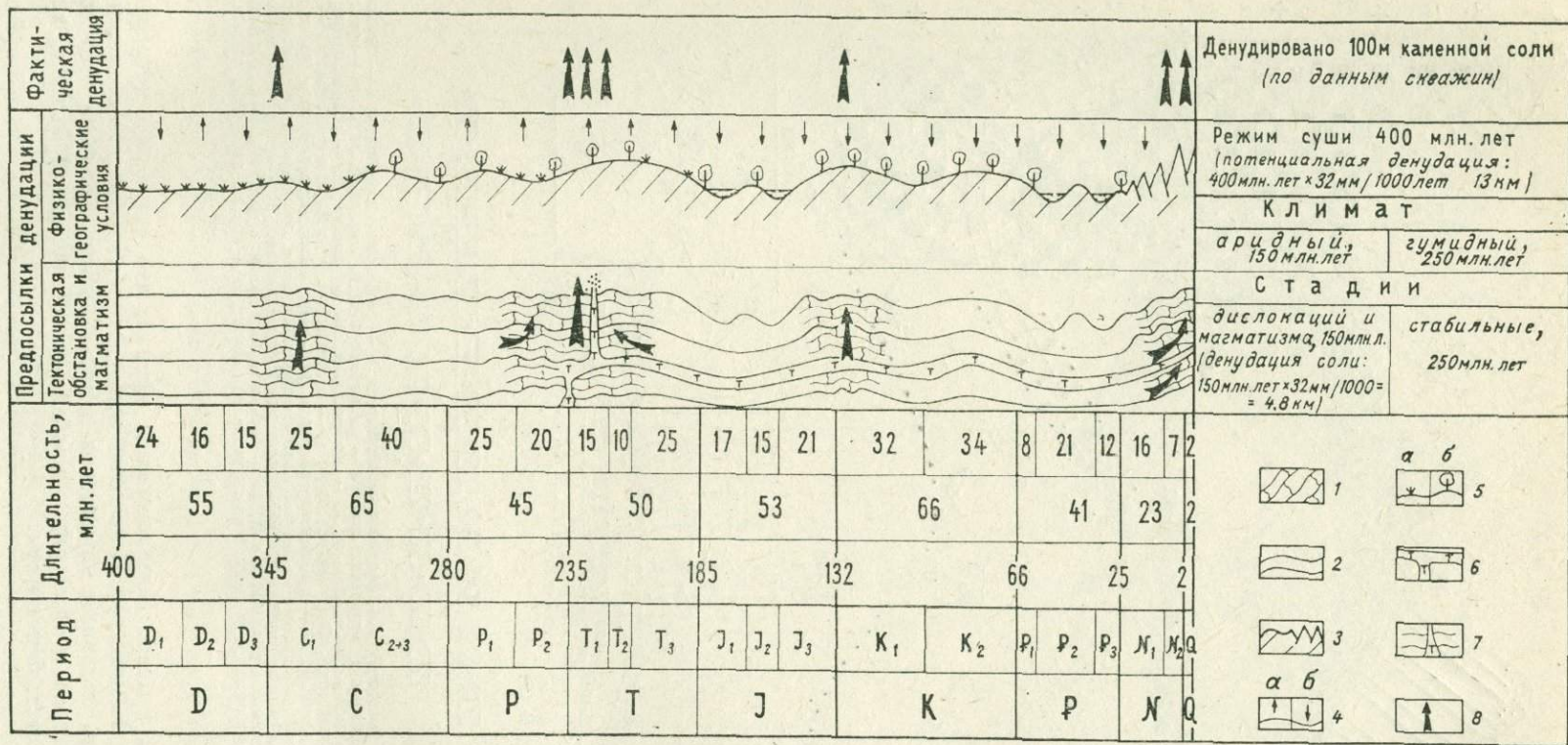


Рис. 5.7. Схема проявления во времени основных факторов денудации на юге Сибирской платформы. Составил А. А. Дзюба.  
 1 — стадии активизации (дислокаций и магматизма); 2 — стадия стабилизации (затухания подвижек и отсутствия магматизма); 3 — морфология рельефа;  
 4 — изменение влажности: а — аридный климат, б — гумидный климат; 5 — растительность: а — примитивная, б — развитая; б — интрузивный магматизм;  
 7 — эффузивный магматизм; 8 — направление движения подземных вод.

Карст представляет яркую, весьма специфичную разновидность денудации. Рассмотрим его как геологический процесс.

Карстообразование складывается из трех последовательных стадий: 1) поступления растворителя к поверхности породы, 2) собственно растворения (выщелачивания) или фазового перехода и 3) удаления растворенных в воде продуктов от поверхности растворения (выщелачивания). Поскольку параметры системы, в пределах которой происходит карстообразование, практически неизменны, растворение в природных системах прежде всего определяется величиной градиента концентрации между жидкой фазой и насыщенным пограничным слоем, существование которого предполагается на поверхности растворяющегося тела.

Основными карстующимися породами в земной коре являются известняки, доломиты, мел, гипс и каменная соль. В зависимости от состава пород карст может быть карбонатным, гипсовым или соляным. Величина максимально возможных градиентов концентрации в природных системах определяется величинами растворимости этих соединений в водных растворах. А. И. Дзэнс-Литовский (1966) указывает на соотношение растворимостей известняка, гипса, каменной соли как 1 : 158 : 27477.

Активность карстового процесса в известняках и доломитах вызвана в основном давлением  $\text{CO}_2$  и характеризуется переходом в раствор первых сотен миллиграммов на литр; растворимость  $\text{CaSO}_4$  больше и изменяется от 2 г/л в маломинерализованных водах до 7 г/л в растворах  $\text{NaCl}$ ; наибольшая концентрация может возникать в случае каменной соли, растворимость которой достигает 320 г/л (270 г/кг). В действительности подобная концентрация возможна лишь в редких случаях; обычно она намного меньше и в процессе карстообразования экспоненциально уменьшается.

При карстообразовании процессы поступления растворителя и отвода растворенного вещества обычно имеют одну природу и обуславливаются молекулярной или конвективной диффузией (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

Количественный анализ этих процессов показал, что молекулярно-диффузионный массоперенос растворенного вещества при одних и тех же градиентах концентрации возможен в условиях крайне незначительных скоростей фильтрации, характерных для замедленного водообмена [Зверев, 1972]. Он может обеспечивать рассоление засоленных и загипсованных толщ в масштабе геологического времени. Собственно процесс карстообразования, приводящий к появлению подземных полостей, им определяться не может. Карст возможен лишь при наличии конвективного массопереноса, находящегося в жидкой фазе вещества, способного в сравнительно короткие отрезки времени перераспределять значительные массы. Для случая растворения (выщелачивания) поверхности пласта карстующейся горной породы количество вещества  $Q$ , выносимое в водную фазу, определяется уравнением

$$Q = bL(C_s - C_0) \sqrt{\frac{4D_v \bar{V}}{\pi L}}, \quad (5.6)$$

где  $(C_s - C_0)$  — градиент концентрации;  $b$  — ширина растворяющегося пласта;  $L$  — протяженность растворяющегося пласта в направлении потока;  $D_v$  — коэффициент конвективной диффузии;  $\bar{V}$  — скорость движения водной фазы.

Скорость растворения пропорциональна квадратному корню скорости движения подземных вод, поэтому, принимая во внимание условия земной коры, можно заключить, что интенсивность развития карста находится в прямой зависимости от динамичности подземных вод.

Растворение горных пород наиболее интенсивно происходит в местах поступления агрессивных по отношению к карстующейся породе природ-

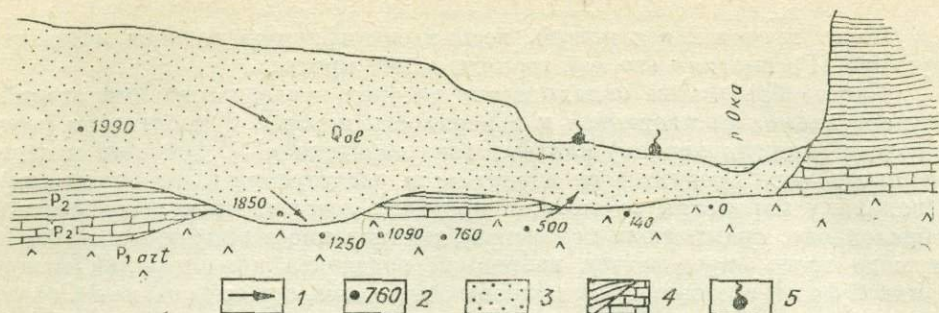


Рис. 5.8. Изменение агрессивности подземных вод по отношению к гипсу (долина р. Оки, район г. Дзержинска).

1 — направление движения подземных вод; 2 — дефицит насыщенности подземных вод сульфатом кальция; 3 — рыхлые отложения; 4 — сланцы, известняки; 5 — родник.

ных вод, его интенсивность убывает по экспоненте с удалением от начального сечения (рис. 5.8). Это положение подтверждается многочисленными примерами, показывающими, что карст не развивается повсеместно и равномерно по всей площади распространения водно-растворимых горных пород. Наиболее интенсивное карстообразование приурочено к местам сосредоточенного поступления высокоагрессивных подземных вод на контакт или в толщу карстующихся горных пород.

Карстообразование возможно также и в результате отдельных природных физико-химических и биологических процессов, нарушающих равновесие между твердой и жидкой фазами — микробиологической деятельности, окисления сульфидов, адсорбции и т. п.

Толще карстующихся пород свойственна зональность: «верхняя» — зона интенсивного и широкого развития карста (выше местного эрозионного вреза); «средняя» — зона затухающего и ограниченного развития карста на уровне эрозионного вреза и «нижняя» — зона со слабым и локальным развитием карста. Вынос подземными водами растворенных веществ приводит к образованию специфических форм карстового рельефа на поверхности (провалов, воронок, карров и т. д.) и развитию мощной системы пустот (каналов, пещер, ходов) в массиве карстующейся породы.

Масса мигрирующих в подземных водах в растворенном состоянии химических элементов определяет подземный химический сток, величина которого в карстовых районах составляет  $0,71 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ , что значительно больше, чем для территории СССР в целом ( $0,45 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ ). Картирование подземного химического стока на территории СССР [Миграция..., 1974], а также картирование карста СССР [Пармузин, 1962; Родионов, 1963; Рекомендации..., 1967] послужили основой для оценки интенсивности карстовой денудации. Под этой величиной, как уже сказано выше, понимают условное снижение земной поверхности, которое соответствует объему вынесенного подземными водами растворенного вещества. Таким образом, величина карстовой денудации в наших расчетах выражается следующим уравнением:

$$H = \frac{M_{\text{ПС}}^{\text{под}} (C_{\text{К}} - C_{\text{Н}})}{\rho} \quad (5.7)$$

где  $M_{\text{ПС}}^{\text{под}}$  — модуль подземного стока;  $C_{\text{Н}}$  — начальное и  $C_{\text{К}}$  — конечное содержание ионов, образующихся при растворении тех или иных карстующихся пород (начальное содержание обычно соответствует их концентрации в атмосферных осадках, конечное — в подземных водах, дренирующих рассматриваемый массив горных пород);  $\rho$  — плотность карстующихся горных пород, которая для каменной соли составляет ( $\text{г/см}^3$ ) 2,2, для гипса и мела — 2,3, для известняков и доломитов — 2,4.

Использование данных о подземном химическом стоке при определении интенсивности карстовой денудации дает более точные результаты, чем при учете всего химического стока, и позволяет более объективно оценивать скорость развития современных карстовых процессов. На основании изложенных данных составлена схема интенсивности карстовой денудации на территории СССР (рис. 5.9).

Карстообразование имеет локальное распространение, ограничиваясь участками выхода на поверхность карстующихся пород или расположением последних в зоне активного водообмена. Для этих участков модули подземного химического стока имеют большие величины, чем это удается определить при мелкомасштабном картировании. Величина модуля подземного стока в районах развития карста в значительной степени зависит от состава карстующихся пород и положения последних относительно базисов дренирования.

Наибольшими значениями модулей подземного химического стока обладают участки выщелачивания галогенных пород, т. е. соляного карста. На территории СССР, как и на земном шаре в целом, соляной карст встречается довольно часто. Важнейшие особенности природы соляного карста и необходимость его изучения убедительно доказаны А. И. Дзенс-Литовским (1966).

Различаются следующие основные типы соляного карста: современный (молодой) и погребенный (древний); природный (естественный) и антропогенный (искусственный), карст каменной соли, магниезальных и калийных, смешанных солей. Нередко на соляных месторождениях наблюдается смена одних форм карста другими. Типичные гидрогеологические условия соляных рудников иллюстрируются рис. 5.10.

Современный соляной карст широко развит там, где пласты солей выходят на поверхность, — в районах диапировой тектоники (Средняя Азия, Прикаспий и т. д.).

Соляной купол Ходжа-Мумын занимает в основании площадь примерно  $48 \text{ км}^2$ , возвышаясь на западе до 800 м и на востоке до 600 м над местным базисом дренирования при абсолютной отметке вершины 1382 м. Исследования Г. В. Короткевича (1970) показали, что выщелачиванию подвергается лишь верхняя часть соляного массива мощностью до 100—150 м. Ниже залегают водоупорная монолитная каменная соль. Суммарный дебит источников у подножия горы Ходжа-Мумын составляет 5 л/с при средней минерализации — 150 г/л. Ими выносятся ежегодно  $240 \cdot 10^3 \text{ т/год NaCl}$ , т. е. модуль подземного химического стока в пределах Ходжа-Мумын достигает  $156 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ .

Значительно меньшей интенсивностью оценивается выщелачивание каменной соли, находящейся ниже местных базисов дренирования. В тех случаях, когда интенсивность поднятия соляного тела превышает темп подземной химической денудации, происходит образование в рельефе характерных поднятий, продолжительность существования которых, однако, невелика. Рано или поздно наступает состояние соляного купола, когда интенсивность поднятия сравнивается с темпами подземной химической денудации, т. е. происходит его стабилизация. Затем темп подземной химической денудации начинает превышать интенсивность поднятия и постепенно происходит нивелировка поверхности соляного тела до уровня местных базисов дренирования. Таким образом, интенсивность и темп подземного химического стока являются механизмом, определяющим существование соляных куполов. Как отмечает Г. В. Короткевич, в данные повторных нивелировок интенсивности роста соляных куполов обязательно следует вносить поправки на величину подземной химической денудации, которая имеет тот же порядок, что и интенсивность поднятия.

Несколько иную картину можно наблюдать на обнажениях соляных куполов Восточной Сибири со свойственным ей суровым климатом в ус-

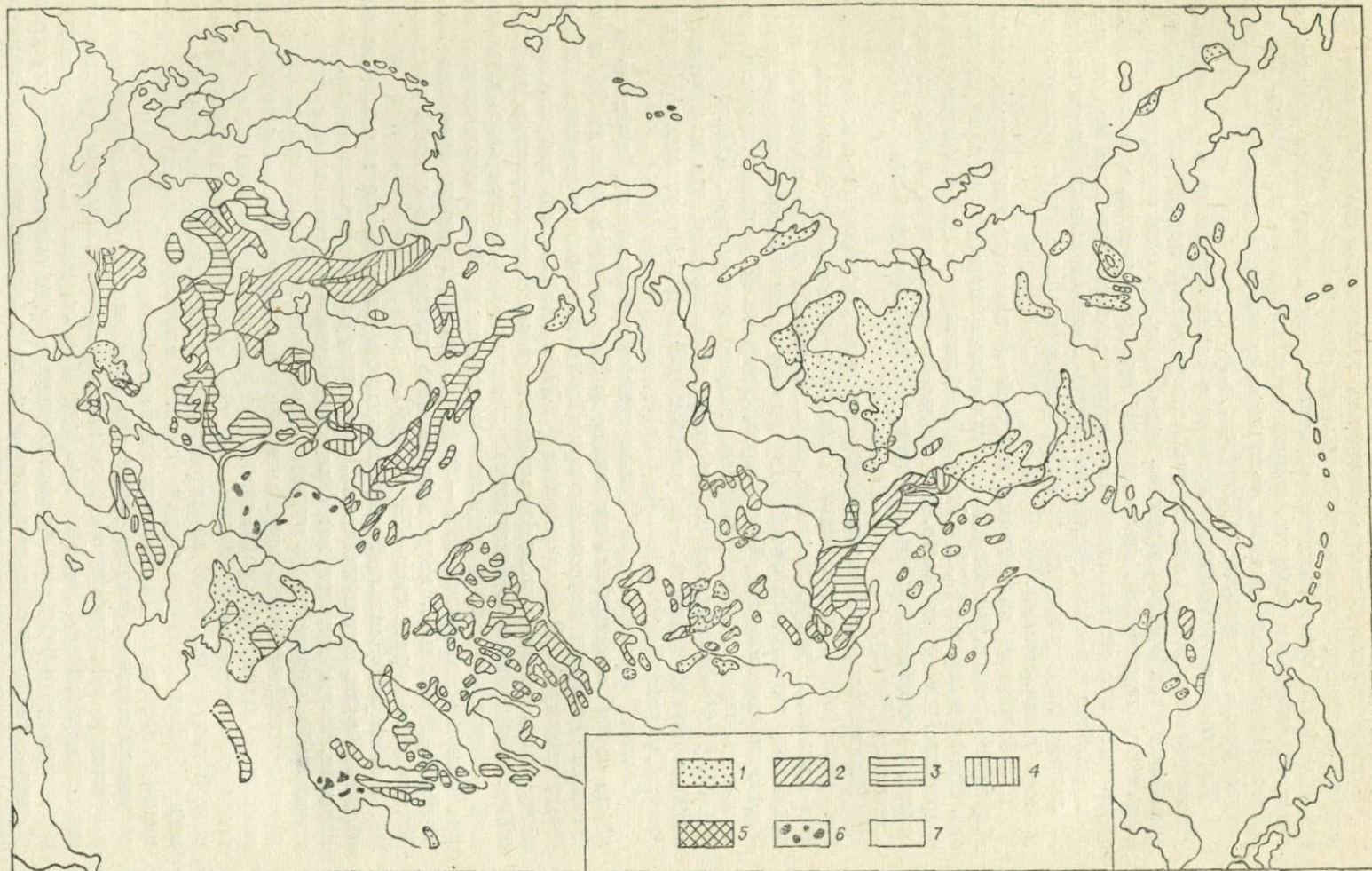


Рис. 5.9. Схематическая карта интенсивности карстовой денудации на территории СССР. Составили В. П. Зверев и В. А. Зверева.

Интервалы интенсивности (условного снижения дневной поверхности), м<sup>2</sup>/год: 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — 20—50; 5 — 50—100; 6 — >100; 7 — районы, где современные карстовые процессы отсутствуют.

ловиях глубокого многолетнего промерзания (Кемпендйайские, Нордвикские, Наманинские и др.).

На Кемпендйайских диапирах (бассейн р. Вилжой) соляные скалы достигают высоты 40 м. У их подножия формируются многочисленные родники рассолов. Содержание хлористого натрия в воде достигает 98%. Летом значительная часть рассолов не выходит на поверхность, а разгружается в аллювий. По мере наступления холодов и промерзания рыхлого слоя создается барьер, препятствующий подземному стоку, постепенно формируются напорные фонтанирующие грифоны. В связи с охлаждением из насыщенных карстовых рассолов происходит садка гидрогалита, или бигидрата хлористого натрия ( $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), и криогалита, состоящего из названной соли и льда. Гидрогалит и криогалит неустойчивы и при температуре около 0°C быстро разрушаются (рис. 5.11).

Сравнительно интенсивным подземным химическим стоком характеризуются участки выщелачивания гипсоносных пород.

Весьма характерным примером может служить участок долины р. Уфы в Башкирии, где происходит выщелачивание гипсов кунгурского яруса пермских отложений [Скворцов, 1955]. Гипсами сложена нижняя часть склона долины на высоту 30—40 м над уровнем поверхности пойменной террасы: выше склон представлен некарстующимися породами красной континентальной толщи уфимского яруса, которая состоит из переслаивающихся мергелистых глин и песчаников. К последней приурочены подземные воды, дальнейшая миграция которых в нижележащие

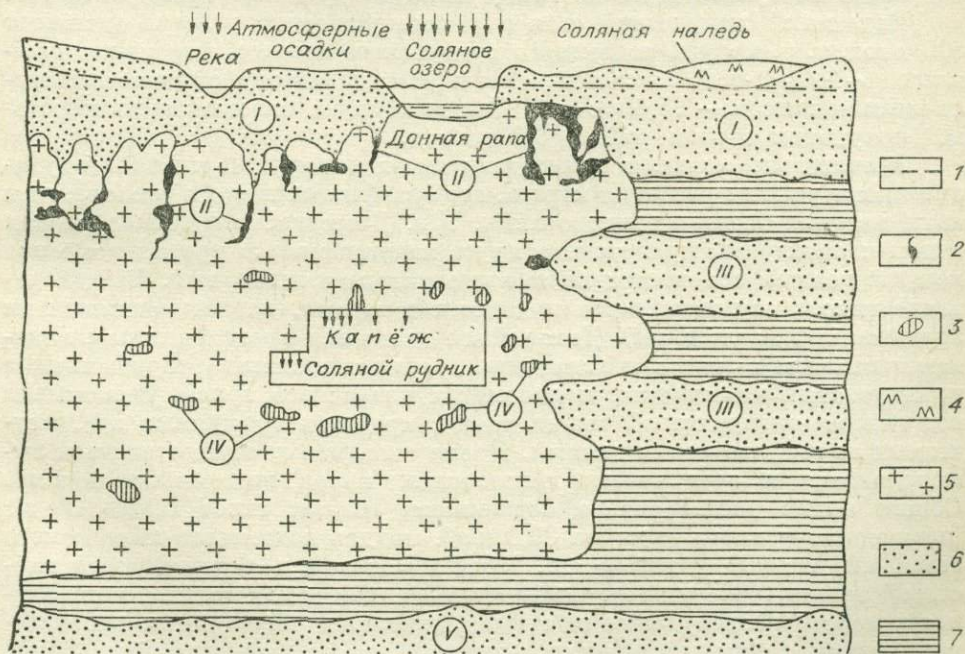


Рис. 5.10. Типичный гидрогеологический разрез месторождения каменной соли [Дзенс-Литовский, 1966].

1 — уровень грунтовых вод; 2 — современные карстовые пустоты; 3 — древние карстовые пустоты; 4 — наледное солесобразование; 5 — каменная соль; 6 — подземные воды; I — надсолевые, II — современных карстовых пустот, III — боковые, IV — древних карстовых пустот, V — подсолевые 7 — водоупорные породы.

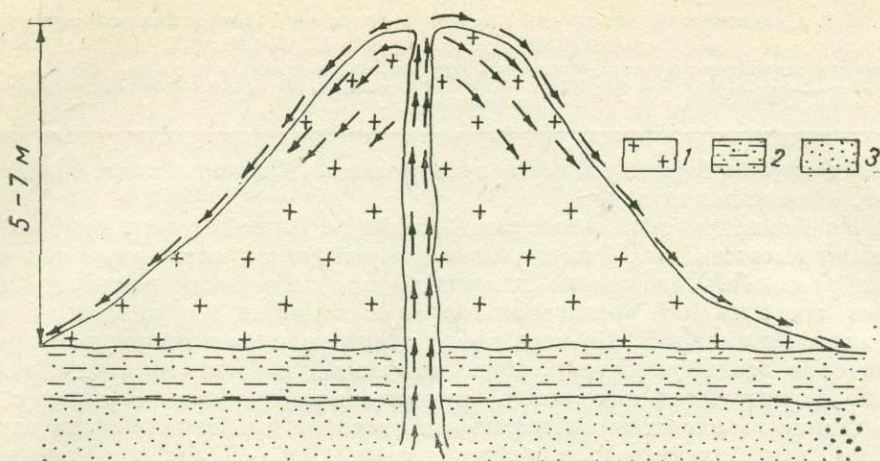


Рис. 5.11. Кемпендзийская соляная наледь гидрогалита [Дзенс-Литовский, 1966].

1 — гидрогалит; 2 — деятельный слой; 3 — многолетнемерзлые породы; стрелки — движение рассолов.

трещиноватые гипсы и приводит к развитию карстообразования. Воды уфимских отложений слабо минерализованы, имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и весьма агрессивны по отношению к гипсам. Развитие карста способствуют многочисленные карстовые воронки, которые перехватывают поверхностный сток. Величина подземного стока рассматриваемого участка площадью  $4 \text{ км}^2$  равна  $1 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ , т. е. модуль подземного стока равен  $7,9 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ . Приращение минерализации подземных вод после поступления их из толщи гипсов составляет примерно  $1 \text{ г/л}$ .

Подземный химический сток с рассматриваемого участка достигает  $805 \text{ т/год}$ , т. е. модуль подземного химического стока в этом районе равен  $\sim 6,4 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ , а если перейти к участку непосредственного выщелачивания гипсов, —  $25,6 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ . Таким образом, интенсивность карстовой денудации в этом районе  $0,3 \text{ мм/год}$ .

Значительно меньшие показатели интенсивности карстовой денудации имеют районы развития карста, где сульфатные породы расположены ниже местных базисов дренирования. У г. Дзержинска в долине р. Оки гипсы и ангидриты кунгурского яруса залегают ниже уровня реки под мощной толщей водонасыщенных аллювиальных отложений. Выщелачивание гипсов осуществляется подземными водами, поглощающимися из аллювиальных отложений. Дальнейшее движение происходит по трещинам и каналам в гипсах и ангидритах, а также в сильно разрушенных и трещиноватых известняках и доломитах казанского яруса. Пополнение вод гипсово-ангидритовой толщи идет в пределах трещинных зон, изученных по геофизическим данным. Кроме того, может осуществляться выщелачивание и поверхности гипсоносных пород подземными водами. Общий вынос растворенного подземными водами гипса  $0,358 \cdot 10^3 \text{ г/с}$  (площадь изученного бассейна  $89,6 \text{ км}^2$ ), модуль подземного химического стока  $4,05 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$  [Миграция..., 1974] и показатель интенсивности карстовой эрозии  $0,055 \text{ мм/год}$ . Следовательно, как и для галита, интенсивность карстовой денудации при выщелачивании растворимых гипсоносных пород, залегающих ниже местных базисов дренирования, будет меньше, чем в случае нахождения их выше базисов.

Меньшие показатели интенсивности карстовой денудации имеют районы карстообразования в карбонатных породах. Основная причина этого — более низкая растворимость карбонатов кальция и магния. В качестве примера сошлемся на карстовый массив Горного Крыма, представ-

Таблица 5.5

## Интенсивность карстовой денудации на территории СССР

Карстующаяся порода	Площадь распространения, $10^6 \text{ км}^2$	Подземный химический сток		Интенсивность карстовой денудации, $\text{мм/год} \cdot 10^{-3}$	
		$10^6 \text{ т}$	$\text{г/с} \cdot \text{км}^2$	средняя	максимум
Известняки и доломиты	2,45	40,75	0,53	6,96	40
Мел	0,24	5,14	0,68	9,30	—
Гипсы	0,28	13,83	1,44	19,90	300
Каменная соль	0,03	7,14	6,75	97,50	1700
Всего по СССР	3,00	66,86	0,71	9,70	—

ляющий часть антиклинальной складки, погруженной до уровня Черного моря. Карстообразованию подвергается верхний этаж, сложенный карбонатными породами верхней юры, к которым приурочен мощный горизонт подземных вод. В его питании участвуют атмосферные осадки, а разгрузка осуществляется через многочисленные карстовые источники. Модуль подземного химического стока для Горного Крыма достигает  $3,02 \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ , показатель интенсивности карстовой денудации —  $0,04 \text{ мм/год}$ .

Данных об интенсивности денудации в районах развития карбонатного карста ниже местных базисов дренирования нет. Однако общая тенденция изменения модулей подземного стока и ориентировочные расчеты свидетельствуют, что подземный химический сток для подобных районов находится в пределах фоновых значений, свойственных платформенным территориям, без учета глубинной составляющей стока, т. е. порядка  $n \cdot 10^{-1} \text{ г/с} \cdot \text{км}^2$ . Соответственно показатели интенсивности карстовой денудации имеют значения  $(5-10) \cdot 10^{-3} \text{ мм/год}$ .

Таким образом, общая тенденция изменения интенсивности карстовой денудации заключается в том, что на участках, расположенных выше местных базисов дренирования, она примерно на порядок выше, чем для участков, где карстующиеся породы того же состава залегают ниже, т. е. карстовый процесс теснейшим образом связан с особенностями динамики подземных вод, являясь продуктом их деятельности.

Приведенные выше значения интенсивности карстовой эрозии характерны лишь для отдельных, имеющих наиболее благоприятные условия участков. В целом же темпы карстовой денудации намного меньше (табл. 5.5). На территории СССР в результате развития карста происходит выщелачивание примерно 3 млн.  $\text{м}^3$  в год водно-растворимых горных пород.

## 5.2. ВОДА И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Биогеохимические процессы на Земле протекают при непосредственном участии воды. В. И. Вернадский (1960) указывал, что водные растворы определяют среду жизни: без воды невозможно ни образование, ни разложение органических соединений. Яркий пример этому — фотосинтез земных растений — один из главных процессов образования живого вещества из неорганических соединений:  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{световая энергия} \xrightarrow{\text{хлорофилл}} \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ .

Из воды и  $\text{CO}_2$  под влиянием хлорофилла или другого пигмента, играющего роль катализатора, и солнечной энергии синтезируются угле-

воды и другие органические соединения, условно изображаемые как  $\text{C}_n\text{H}_2\text{O}$ . Одновременно в окружающую среду выделяется свободный кислород. Факт образования при фотосинтезе кислорода известен уже свыше 200 лет, но только в 1941 г. стало известно, что он обусловлен процессами разложения воды [Кутюрин, Фохт, 1979]. До этого существовало мнение, что кислород выделяется при фотосинтезе из  $\text{CO}_2$ . Совокупность имеющихся данных по механизму разложения воды растениями позволяет охарактеризовать его как пример биологического окисления, уникальный по своим масштабам и специфическим чертам.

Ежегодно в результате фотосинтеза образуется 170 млрд. т органического вещества, что приблизительно составляет 3 т на каждый гектар земной поверхности [Перельман, 1979]. Ниже приводится сравнение интенсивности выделения кислорода при фотосинтезе с содержанием этого элемента в биосфере:

Источник	Количество кислорода, т
Фотосинтез (в год) . . . . .	$1 \cdot 10^{11}$
Земная кора. . . . .	$1,1 \cdot 10^{19}$
Осадочные породы. . . . .	$1,5 \cdot 10^{15}$
Морская вода. . . . .	$1 \cdot 10^{13}$
Пресная вода. . . . .	$2 \cdot 10^{16}$
Кислород, растворенный в воде. . . . .	$8 \cdot 10^{12}$
Биомасса . . . . .	$4 \cdot 10^{13}$
Атмосфера. . . . .	$1 \cdot 10^{15}$

Исходя из постоянства массы Мирового океана и средней интенсивности фотосинтеза на современном уровне, можно считать, что растения только за последние 10 млн. лет разложили объем воды, отвечающий массе гидросферы, а с учетом транспирации растений он, вероятно, был в несколько раз больше. Отсюда следует, что механизм фотосинтеза «позволил растениям превратить воду из колыбели жизни в неисчерпаемый источник как водорода для синтеза органических веществ из углекислого газа, так и свободного кислорода, вызвавшего новую эру в развитии жизни и геохимических процессах на Земле» [Кутюрин, Фохт, 1979, с. 91].

Вода является не только основным реагентом процессов фотосинтеза, но и ведущим фактором формирования всей ландшафтной оболочки, типовой состав которой определяется ежегодной продукцией живого вещества и биомассой [Перельман, 1979]. Влияние степени увлажнения хорошо прослеживается на характере растительности, биологической продуктивности ландшафтов и характере почвообразования.

Оптимальные условия для фотосинтеза и сохранения живого вещества создаются при строго определенных соотношениях атмосферных осадков, температуры и потенциальной испаряемости. Особенности увлажнения проследим на примере почв, которые В. А. Ковда (1973) с этих позиций делит на две разновидности:

1) почвы, которые образуются в областях низкого увлажнения (меньше 500 мм/год) и в которых поэтому биологические процессы более или менее подавлены, — сероземы, почвы пустынь, тундры и т. д.;

2) почвы, тяготеющие к теплым и тропическим поясам земного шара, которые формируются в условиях широкого диапазона колебаний количества атмосферных осадков (от 500 до 1000—3000 мм/год), — бурые лесные почвы, желтоземы, красноземы, латериты.

Наряду с увлажнением важнейшую роль в почвообразовании и биологической продуктивности ландшафтов играет температура.

Сформировавшаяся на земной поверхности огромная масса органического вещества в силу своей неравновесности с окружающей средой после отмирания подвергается процессам непрерывного разложения и

преобразования, которые по своим функциям обратны явлениям фотосинтеза. Хорошо различаются четыре типа разрушения органического вещества, отражающие сочетания различных водных и термических условий [Ковда, 1973]:

1) консервирование растительных органических остатков в малоизмененном виде (торфообразование) в условиях пересыщения водой;

2) гниение в условиях недостаточного притока воздуха и при высокой влажности, что создает анаэробную среду. Эти явления характерны для болотного почвообразования;

3) аэробное разложение (гумификация) органических веществ, происходящее при достаточно благоприятном сочетании условий увлажнения и аэрации, связанное с последовательными и многократными сменами разложения и ресинтеза органического вещества;

4) сухое «тление» в условиях особо сухого климата при большом доступе кислорода, низкой влажности и пониженной активности почвенных организмов.

Суммарный ежегодный вынос речным стоком биогенных продуктов может быть охарактеризован по  $C_{орг}$  —  $3,2 \cdot 10^8$  т и  $НСО_3^-$  —  $19,02 \cdot 10^8$  т [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Если сравнить суммарное количество  $C_{орг}$  и  $НСО_3^-$  с общей биологической продуктивностью материков ( $1,7 \cdot 10^{11}$  т/год), то получим 0,94%. Вычисленные значения, как и в предыдущем случае, безусловно занижены, так как не учитывают другие элементы и формы миграции биогенных продуктов. Тем не менее они подтверждают вывод о небольшой относительной доле выносимых природными водами разложенных на составные части органических соединений.

С севера на юг по мере роста среднегодовой температуры и уменьшения интенсивности водообмена абсолютные значения выноса биогенных продуктов вначале возрастают (умеренная зона), а затем при приближении к аридным районам уменьшаются вследствие резкого падения количества участвующей в стоке воды. Аналогичная картина наблюдается и в горных районах. В тропических и экваториальных областях постоянно высокая температура обеспечивает высокую степень микробиологического преобразования органических веществ, включая и образование  $СО_2$ . Поэтому вынос биогенных продуктов тут полностью контролируется интенсивностью водообмена: чем больше водообмен, тем больше вынос органических веществ и продуктов их преобразования. Максимальное значение биогенной составляющей выноса характерно для влажной саванны, минимальное — для пустынь.

Органическое вещество океана А. П. Виноградов (1967) характеризует как углеводо-протеиновый комплекс. В его состав входят разнообразные индивидуальные органические соединения. Из них до 0,5 мг/л составляют органические кислоты, включая уксусную, муравьиную, яблочную, лимонную, пальмитиновую, лауриновую и др. Содержание аминокислот достигает 0,05 мг/л. В воде обнаружены также пектиновые вещества, уроновые кислоты, углеводы, белки, полисахариды, липиды и др. В неглубоких морях органическое вещество не успевает разложиться непосредственно в морской воде, и этот процесс продолжается в донных осадках. Характерная тенденция биохимического разложения и окисления органического вещества в этих условиях — потеря водорода, азота и фосфора и повышение содержаний углерода, т. е. образование простых соединений с минимальным запасом свободной энергии.

Захороняющееся в бассейнах седиментации органическое вещество в последующей геохимической истории проходит следующие этапы: окисляется до образования  $СО_2$ ; растворяется в подземных водах в форме разнообразных органических кислот, фенолов, углеводородов и других соединений; участвует в новообразовании нефтяных и газообразных продуктов; концентрируется в горных породах. По оценкам В. А. Успенско-

го (1970), не разлагается и попадает в осадок в среднем только 0,8% органического вещества от его начального количества (1,04% в шельфовой области океана, 0,37% на континентальном склоне и 0,06% в глубоководной области океана).

В осадках, где к концу стадии диагенеза потери органического вещества составляют 30—50%, по А. Э. Конторовичу и С. Г. Неручеву (1971), деструкции подвергаются в первую очередь углеводные, в меньшей степени белковые структурные элементы. Одновременно органическое вещество частично окисляется с образованием карбоксильных, гидроксильных групп,  $\text{CO}_2$  и воды, а также обогащается сульфидной серой (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

С увеличением температуры растворимость всех жидких углеводородов возрастает. Максимальное обогащение органическим веществом наблюдается в приконтурных водах нефтяных и газоконденсатных месторождений, где среднее  $C_{\text{орг}}$  (общее) достигает соответственно 350—400 и 750—820 мг/л [Крайнов, Швец, 1980]. Подвижная водная среда — неперемненное условие биогеохимических процессов. Органическое вещество интенсивно преобразуется тогда, когда продукты распада могут удаляться из подземных вод.

Из всех компонентов горных пород наиболее интенсивно изменяется органическое вещество. По мере роста давления и температуры оно метаморфизуется с выделением воды, газов биогеохимического генезиса, органических кислот и других соединений. На основе данных табл. 7.4 (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») рассчитана (табл. 5.6) концентрация отдельных соединений, поступающих в подземные воды за счет разложения органического вещества на разных стадиях его метаморфизма. Обращают на себя внимание весьма значительные количества углекислоты, сероводорода, аммиака и углеводородных газов, выделяющиеся при разложении органического вещества. Они существенно изменяют состав захороненных вод и оказывают огромное влияние на миграцию различных элементов и преобразование горных пород.

Большое количество биогенной углекислоты только частично накапливается в подземных водах: основная ее масса вступает в соединение с минеральным комплексом пород или образует гидрокарбонат-ион. Несколько иным представляется формирование углеводородных газов. Уже при содержании в породе 1—2% органического вещества метан и другие угле-

Т а б л и ц а 5.6

Расчетные концентрации отдельных компонентов метаморфизма рассеянного органического вещества в поровых водах, г/л [Гуревич и др., 1972]

Компонент	Стадия метаморфизма органического вещества					
	торфяно-буроугольная	буроугольно-глинистая	глинисто-газовая	газовых жирных углей	жирных коксовых углей	
Органическое вещество (в остатке), %	1,46	1,31	1,17	1,11	1,05	
Легучие (выделившиеся):						
$\text{H}_2\text{O}$	4,44	2,90	2,23	0,28	1,57	
$\text{CO}_2$	12,2	13,7	15,6	9,50	9,47	
$\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$	3,0	1,92	1,56	0,28	1,19	
$\text{H}_2\text{S}$	1,08	0,97	1,56	1,15	1,57	
$\text{NH}_3$	0,50	0,58	0,67	0,28	0,38	

водороды способны переходить в свободное состояние. При отсутствии окислителей (кислорода и сульфат-иона) метан начинает преобладать в газовой фазе. Поэтому подземные воды глубоких горизонтов являются преимущественно метановыми даже в случае относительной бедности пород органикой. Значительная часть биогенного сероводорода расходуется на сульфидообразование. Как и биогенная углекислота, он слабо накапливается в газовой фазе подземных вод. Гораздо больше поступает биогенного азота, образующегося главным образом из аммония. Среди растворенного азота в нефтегазоносных бассейнах (Западная Сибирь, Предкавказье и т. д.) биогенный азот преобладает над воздушным, но при отсутствии залежей нефти и газа его в несколько раз меньше (юг Сибирской платформы).

Высокая концентрация сероводорода и углекислоты в пластовых водах глубоких горизонтов обязана не только биогенным, но и абиогенным процессам. Сероводород образуется непосредственно из серы битуминозных пород или сульфатов. Таким путем можно объяснить появление больших количеств сероводорода (до 2000 мг/л) в концентрированных рассолах, лишенных микрофлоры. Более разнообразна природа высоких концентраций растворенной углекислоты. В пластовые воды глубоких горизонтов артезианских бассейнов, где на углекислоту нередко приходится до 30—40% объема растворенных газов, она попадает главным образом при термометаморфизме как карбонатных, так и терригенных пород. В заметных количествах, согласно экспериментальным данным, углекислота выделяется уже при температуре 75—100°C. С ростом минерализации воды и температуры выделение  $\text{CO}_2$  увеличивается.

Итак, живое вещество разлагает воду на составные части, в процессе своей жизнедеятельности и отмирания активно меняет ее свойства и состав. Вода, заряжаясь биогенной энергией и реакционноспособным органическим веществом, становится еще более активным агентом разрушения и преобразования горных пород, активизирует все процессы литогенеза и метаморфизма. В этом смысле важны не только почвенное и биогенное звенья гидрологического круговорота, но и геологический круговорот: с водой происходит перенос энергии живого вещества на большие глубины, в зону распространения абиогенных процессов.

### 5.3. ВОДА И КРИОГЕНЕЗ

Понятие криогенез (от. греч. «криос» — холод, лед) объединяет процессы, приводящие к образованию и развитию мерзлых пород. Важное при этом значение имеет поведение воды — динамического вещества и хорошего проводника тепла. Ее воздействие на криогенные процессы определяется: 1) контрастным различием объемов воды в жидкой и твердой фазах; 2) характером взаимодействия мерзлых пород с водой; 3) активным перераспределением тепловой энергии подземными водами; 4) изменением физических свойств пород при переходе воды из жидкой фазы в твердую. Рассмотрим перечисленные особенности поведения воды при криогенезе.

1. Кристаллизация почти всех веществ сопровождается увеличением их плотности и уменьшением объема. Вода, как известно, одно из немногих исключений. Аномальные свойства определяются, в частности, строением ее молекул, межмолекулярными взаимодействиями и структурой (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

При температуре +3,98°C плотность воды максимальная (1 г/см<sup>3</sup>). По мере охлаждения плотность уменьшается, причем особенно резко это происходит на стадии замерзания. Кристаллы обычного льда гексагональны. При «правильном» расположении кристаллов плотность его состав-

вила бы  $1,6 \text{ г/см}^3$ . Однако упаковка льда рыхлая, с пустотами. В результате объем воды в твердой фазе возрастет до 9% по сравнению с жидкой.

Контрастное увеличение объема воды при ее переходе в лед влечет за собой рост объема водовмещающих пород. Расширение объясняется не только поровыми растворами: сверх того, при благоприятных условиях на локальных участках зарождаются многократные инъекции вод, которые также переходят в твердую фазу. В результате промерзания водоносных горизонтов возникают аномальные (до нескольких десятков атмосфер) гидравлические давления. Миграция напорных вод происходит в первую очередь по разрывным тектоническим нарушениям, претерпевающим современные подвижки. Следствие описываемых процессов — такие явления, как бугры пучения (по-якутски — «булгунахи», по-эскимосски — «шинго»), гидролакколиты, морозные пучины. В напряженном состоянии находятся и наледи. Когда на одну из таких наледей, расположенную в верховьях р. Зеи, вступил в 1932 г. изыскательский конный отряд, нарушилось равновесие и произошел взрыв [Дерпгольд, 1971]. Своеобразным выражением изменения объема воды является выпучивание твердых тел в рыхлых отложениях, каменные «россыпи» и «потоки» (курумы). Выталкиванию подвергаются и искусственные сооружения — фундаменты, опоры, столбы и т. п.

Термокарст — вытаивание подземных льдов, сопровождающееся просадками земли. Образующиеся формы рельефа подобны карстовым только внешне, поскольку связаны не с растворением и выщелачиванием, а с тепловыми процессами. Как отмечают В. А. Кудрявцев и другие [Общее мерзлотоведение, 1978], повышение температуры может возникать даже в самых суровых климатических условиях. Вытаивание льда происходит часто под утепляющим воздействием озер в ходе образования сезонноталого слоя. Проседание поверхности вызывает образование воронок, провалов, ложбин, блюдцеобразных понижений и т. п. Дренажные термокарстовые понижения типичны для равнин Якутии (где они названы «каласами») и Западной Сибири («хасырей»).

2. Длительное время господствовало мнение, что земные недра, находящиеся в сезонном и особенно многолетнемерзлом состоянии, по существу полностью консервируются и не подвергаются изменению. Только в последние годы появились исследования, показывающие, что даже при отрицательной температуре горные породы претерпевают глубокие физико-химические и минералогические изменения [Тютюнов, 1960; Вельмина, 1970; Шварцев, 1975; Толстихин, 1974; Общее мерзлотоведение, 1978; Пиннекер, Писарский, 1978; Фотиев, 1978].

Достаточно наглядно отражение условий взаимодействия мерзлых пород и подземных вод на основе зональных изменений температуры последних [Пиннекер, Писарский, 1978]. По этому признаку в пределах криолитосферы выделяются следующие зоны: наличия воды в жидкой фазе с положительной температурой среди многолетнемерзлых пород (талики); сезонных переходов воды из жидкого в кристаллическое состояние, и наоборот (воды сезонноталого слоя или надмерзлотные воды); присутствия воды в кристаллическом состоянии (лед среди многолетнемерзлых пород); постоянного существования гравитационной воды в жидкой фазе с отрицательной температурой (меж- и подмерзлотные воды); постоянного существования гравитационной воды в жидкой фазе с положительной температурой ниже «панциря» многолетнемерзлых пород (преимущественно подмерзлотные воды). Перечисленные зоны соответствуют общепринятому выделению над-, меж- и подмерзлотных вод, одновременно они учитывают агрегатное состояние воды и влияние подземных вод на мерзлые породы.

Важнейшее условие активизации геохимических преобразований — обратная зависимость между температурой твердого тела и его поверхностной энергией [Тютюнов, 1960]. Как известно, результирующее взаи-

действие ионов, находящихся внутри кристалла и на его поверхности, неодинаково: внутри кристалла приложение сил взаимно нейтрализуется, а на его поверхности ионы притягиваются только с одной стороны, что и формирует здесь потенциальную химическую энергию. Если кристалл окажется во влажной среде, тогда колебательные движения ионов на поверхности твердого тела будут смещаться в сторону жидкой фазы: чем ниже температура, тем более продолжительной будет «оседлая» жизнь ионов, иными словами, увеличится мера поверхностной энергии. При достаточной величине этой энергии (в зависимости от давления, состава минерального скелета, его строения, плотности и т. п.) в криогенной системе одновременно со льдом образуется слой жидкой воды — приграничная и граничная фазы воды. Приграничная фаза состоит из молекул с водородными связями. В отличие от свободной воды здесь силы взаимодействия не позволяют перемещаться под влиянием гравитации. Граничная фаза образуется ориентированными простыми (одинарными) молекулами. Плотность этой воды превышает единицу. Поглощенная энергия граничной фазы равна энергии деформации водородных связей.

Как отдельные молекулы, так и их сложные агрегаты обладают химическим потенциалом. В результате интервал поверхностный слой — граничная фаза представляет динамичную, активную часть криогенной системы. Благодаря пленочной влаге нарушается равновесие в реакциях обмена. На поверхности твердого тела ионы водорода замещают в первую очередь магний и кальций. Последние, соединяясь с кислородом и углекислотой, образуют нерастворимые соединения. Геохимическая деятельность приводит к образованию вторичных соединений — кальцита, гипса, окислов магния, железа, меди, цинка и т. д. Известны минералы (никельгексагидрит), обусловленные, возможно, только криогенезом [Шварцев, 1975]. Своеобразным следствием процесса является образование газовых гидратов (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»).

Рассматривая роль подземных вод в криогенезе, нельзя не обратить внимание на обратную связь — воздействие криогенных процессов на изменение состава подземных вод [Анисимова, 1973; Власов, Павлова, 1969; Волкова, 1974; Толстихин, 1974; Неизвестнов, 1972; Кононова, 1974; Фотиев, 1978; и др.].

В процессе замерзания подземных вод и кристаллизации льда наблюдается переход части солей в лед, выпадение осадка, увеличение минерализации остаточного раствора. Соленасыщенность льда всегда меньше исходной минерализации воды. Обратный процесс — деградация мерзлоты, нагревание воды или таяние льда — не приводит к восстановлению исходной гидрогеохимической обстановки. Это обуславливается тем, что выпавшие в осадок соли полностью в раствор вновь не переходят. В результате происходит снижение минерализации вод — криогенное опреснение (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

Изменение состава подземных вод предопределяется многими факторами: значением температуры, скоростью охлаждения, литологией вмещающих пород, соотношением отдельных компонентов, общей соленасыщенностью.

Наиболее значительной метаморфизации подвержены воды, в составе которых содержатся в больших количествах гидрокарбонаты и сульфаты щелочных земель, т. е. такие соли, которые весьма интенсивно выпадают в осадок даже при небольшом (до  $-3 \div -5^\circ$ ) понижении температуры. Такие пресные, слабоминерализованные подземные воды развиты главным образом в приповерхностной зоне. Общая минерализация их — единицы, первые десятки граммов на литр. На труднорастворимые соли приходится от 5—30 до 60—80%.

Для примера обратимся к пресным водам, наиболее широко развитым в зоне активного водообмена области многолетнемерзлых пород.

Преобладающими ионами в них являются  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , за ними следуют  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ . Пресные воды испытывают метаморфизм в узком температурном интервале: от 0 до  $-0,2^\circ\text{C}$ . При температуре ниже  $-0,2^\circ$  такие воды обычно переходят в твердую фазу (в переохлажденном жидком состоянии они могут находиться только при повышенном давлении). При кристаллизации в осадок выпадает сначала гидрокарбонат кальция. В растворе (до момента полного замерзания) преобладающим становится гидрокарбонат натрия, происходит увеличение содержания магния, хотя концентрация хлоридного и сульфатного ионов остается примерно на одинаковом уровне. В лед переходит минимум солей; лед — это ультрапресное образование гидрокарбонатного натриевого состава. В случае оттаивания такого льда происходит лишь частичное возвращение в раствор выпавшего гидрокарбоната кальция. Талые воды по преобладающим ионам становятся гидрокарбонатными натриевыми, минерализация их значительно меньше исходной. При неоднократном повторении процесса соленасыщенность рассматриваемых подземных вод снижается в несколько раз, нередко воды превращаются в ультрапресные.

По снижению минерализации подземных вод в подмерзлотной толще можно восстановить глубины максимального промерзания недр [Кононова, 1974]. Зона опреснения, прослеживаемая непосредственно ниже мерзлых пород, глубже отчетливо сменяется зоной с более минерализованными, не измененными криогенезом водами.

Степень метаморфизации ионно-солевого состава более минерализованных вод несколько иная. Действие промерзания прослежено на примере современных морских вод [Гиттерман, 1937]. В составе морских вод содержится, как известно, преимущественно  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , минерализация 30—36 г/л (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»). Очевидно, разнообразие солей усложняют явления кристаллизации. При температуре от 0 до  $-1,8^\circ$  морская вода не замерзает, она охлаждается без изменения состава и минерализации. Нарушение физико-химического равновесия наступает при дальнейшем понижении температуры. Наиболее интенсивные превращения происходят в интервале от  $-2$  до  $-8^\circ$ . При этом, как в пресных и слабосоленых водах, выпадает гидрокарбонат кальция. Соответственно минерализация остаточного раствора морской воды возрастает до 80 г/л. Дальнейшее понижение температуры ( $-8 \div -15^\circ$ ) приводит к выпадению (до 70%) сульфата натрия — мирабилита. На последующем промораживании (до  $-20 \div -35^\circ$ ) наступает очередь хлористого натрия. Вблизи конечной точки существования морского раствора ( $-36,0^\circ$ ) в кристаллизацию вовлекается хлористый кальций и магний.

Аналогичный процесс метаморфизации протекает в природных условиях. Это подтверждается присутствием в многолетнемерзлых породах прожилок и рассеянных масс кристаллов кальцита (выпадение карбоната кальция), мирабилита (сульфата натрия) и некоторых других минералов.

Сравним состав рассолов некоторых районов Сибирской платформы (рис. 5.12), приуроченных к терригенно-карбонатным отложениям среднего — позднего кембрия и залегающих на сравнительно небольших глубинах (200—400 м). Минерализация их 50—100 г/л. Часть проб представляет межмерзлотные отрицательнотемпературные ( $-1,5 \div -5^\circ\text{C}$ ) рассолы \* — район трубок «Мир» и «Удачная». Литология отложений, подстилающих рассолоносные горизонты в этих районах, существенно различна. В районе трубки Мир рассолоносный горизонт располагается на отложениях каменной соли раннего кембрия. В районе трубки «Удачная» в раз-

\* Так называемые «криопэги», по Н. И. Толстихину.

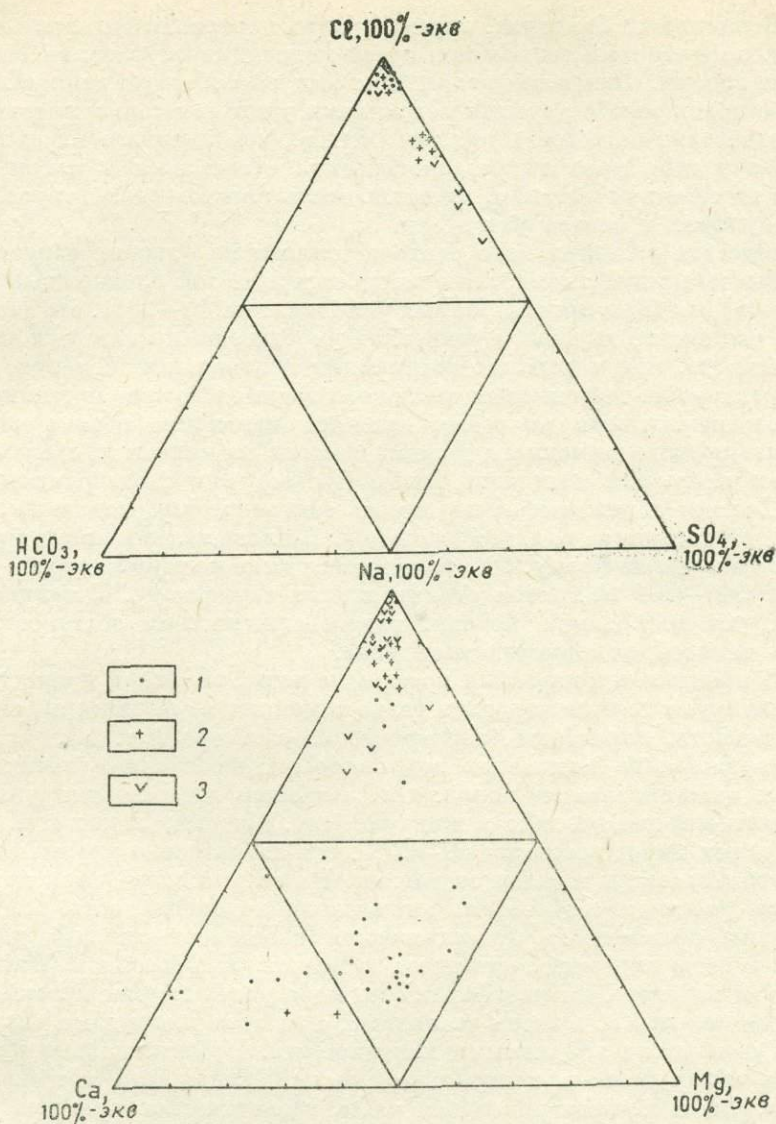


Рис. 5.12. Графики-треугольники ионно-солевого состава рассолов различных районов Сибирской платформы. Составил А. А. Дзюба. Рассолы: 1 — района трубки «Удачная», 2 — района трубки «Мир», 3 — южной части платформы.

резу осадочного чехла каменной соли нет, ее не было здесь и в геологическом прошлом. Остальные пробы, показанные на треугольниках, взяты на южной окраине Сибирской платформы вне области развития многолетнемерзлых пород. Рассолоносные горизонты подстилаются здесь каменной солью. Сопоставление показывает, что химический состав рассолов трубок «Мир» и «Удачная» резко различен. Однако по отношению к многолетнемерзлой толще они находятся в одинаковых условиях, следовательно претерпели равноценный криогенный метаморфизм. Более близок облик рассолов района трубки Мир и окраины платформы, имеющих одинаковую литологию геологического разреза. Все это свидетельствует о том, что изменение химического состава и минерализации рассолов под воздействием процессов криогенеза не столь глубоко, нежели в пресных и слабоминерализованных подземных водах.

3. В комплексе факторов, определяющих перераспределение тепловой энергии, эффективный теплообмен путем конвекции обуславливается подземными водами. Интенсификации процесса способствует аномально высокая по сравнению с другими веществами удельная теплоемкость воды.

Воздействие подземных вод тем больше, чем активнее их динамика. Отсюда очевидна роль гидрогеологической обстановки в целом — расстояние до областей питания, проницаемость пластов-коллекторов, наличие водоупоров и очагов разгрузки.

Вследствие значительного расхода теплоты на фазовые переходы воды мощность многолетнемерзлых толщ определяется влажностью пород, различающейся (при прочих равных условиях) на 40—50%. По этой причине, в частности, глубина промерзания в безводных скальных породах всегда больше, чем в рыхлых влагоемких отложениях [Швецов, 1968].

Характерным выражением теплового взаимодействия подземных вод с многолетнемерзлыми породами является изменение объема таликов. В случае инфильтрационного режима талики развиваются сверху вниз. В очагах разгрузки напорных подземных вод они формируются снизу вверх. Талики зарождаются на этапах тектонических подвижек, когда происходит раскрытие каналов миграции. В плане талики имеют круглую или эллипсоидную форму. Они изменяются даже на территориях с весьма мощным (300—600 м) поясом отрицательных температур. В таликах, где преобладают восходящие потоки, гидрогеохимическая обстановка аналогична таковой в подмерзлотной зоне.

4. В процессе промерзания подземные воды, переходя в твердую фазу, цементируют горные породы и резко изменяют их физические свойства (проницаемость, пористость, электрические свойства и т. д.).

Замораживание подземных вод сопровождается существенным увеличением трещиноватости пород. Она особенно интенсифицируется при многократном переходе льда в жидкую фазу. Передко льдистость многолетнемерзлых пород достигает 40—60%, что значительно превышает полную влагоемкость их в талом состоянии. На стадии деградации мерзлоты подобным участкам свойственна аномальная водообильность.

Экраны криогенного происхождения оказывают влияние даже на подземные воды глубоких горизонтов артезианских бассейнов [Пиннекер, 1973]. Как известно, на платформах по мере роста глубин пресные воды сменяются солеными, а затем рассолами, при этом хлоридные натриевые рассолы сменяются хлоридными кальциевыми. Принципиально иная обстановка обнаружена в центральной части Тунгусского артезианского бассейна. Здесь приповерхностная часть геологического разреза (300—500 м) сложена слабопроницаемой, практически полностью замороженной туфогенной толщей триаса. Поэтому ниже подошвы многолетнемерзлых пород в подстилающих песчаниках перми сформировалась выдержанная зона мигрировавших снизу по разломам хлоридных кальциевых рассолов. Гидрогеохимический разрез, таким образом здесь однозонален.

Особый интерес представляет приуроченность к области развития многолетнемерзлых пород аномально низких пластовых давлений подземных вод. В пределах аномалий статический и приведенный уровни располагаются на отметке Мирового океана или ниже ее на 100—300 м. Такое положение уровней подземных вод не имеет однозначного объяснения. Исследователи связывают это с различными причинами: с деградацией многолетней мерзлоты снизу [Толстихин, Максимов, 1955]; с разгрузкой по разломам сильно газонасыщенных подземных вод при отсутствии атмосферного питания [Басков, Зайцев, 1963]; с температурными инверсиями и образованием кристаллогидратов [Гинсбург и др., 1971]. Как показывает детальный анализ гидрогеологических условий районов севера Сибири, главными причинами снижения пластового давления являются изменения гипсометрического положения водовмещаю-

щих пород, уменьшение объема подземных вод и увеличение объема порового пространства. Реализация этих факторов (например, опускание области питания, снижение базиса разгрузки, поднятие водовмещающих пород) усиливается явлениями криогенеза — изоляцией водонапорной системы толщей многолетнемерзлых пород. В результате замерзания подземных вод значительная часть их переходит в лед. Соответственно уменьшается объем жидкой фазы, определяющей давление. Охлаждение подземных вод уменьшает активность термодиффузии, увеличивает вязкость, изменяет соотношение между свободной и связанной водой. Дефицит гидравлического напора изменяет направление и скорость движения подземных вод, а следовательно, и активность мерзлотных процессов.

Изучение взаимосвязи подземных вод и криогенных процессов, как видно, имеет прямое отношение к хозяйственным нуждам.

#### 5.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЧЕЛОВЕКА НА ПОДЗЕМНУЮ ГИДРОСФЕРУ

Геологические последствия *техногенного* (или *антропогенного*) воздействия на подземную гидросферу многообразны, равно как и виды человеческой деятельности, вызывающей эти последствия. В итоге эти преобразования обнаруживают два направления: одно связано с проникновением (закачкой) техногенных вод в недра Земли, другое — с извлечением (откачкой) подземных вод.

##### 5.4.1. Техногенные подземные воды как геологический агент

Вопросы геологической деятельности техногенных подземных вод (или подземных вод техногенного происхождения) разработаны чрезвычайно слабо. Появление таких вод в недрах Земли обязано техногенным (антропогенным) процессам, т. е. производственной деятельности человека. Усиливающаяся техногенная нагрузка на подземную гидросферу все чаще приводит к ускорению геологических последствий такого воздействия. Г. Маттесс [Matthess, 1973] под водой, подверженной загрязнению в результате антропогенных процессов, понимает такую воду, которая содержит те или иные компоненты выше предельно допустимых концентраций. Иногда под термином «техногенные подземные воды» понимают лишь воды, образовавшиеся в результате взаимодействия вещества в каких-то технических устройствах или технологических установках, затем инфильтровавшиеся или искусственно направленные в земные недра. Подобная трактовка, однако, входит в противоречие с практикой и не отвечает требованиям охраны природы, поскольку суживает круг геологических процессов, возникающих в подземной гидросфере под воздействием производственной деятельности человека. В этой связи правильнее к техногенным подземным водам относить такие воды, появление которых в недрах Земли обусловлено, с одной стороны, естественным проникновением или принудительной закачкой измененных тем или иным образом человеком поверхностных вод в подземные водоносные системы (водоносные горизонты, бассейны, трещиноватые зоны, разломы, карстовые пустоты и т. п.) и, с другой — образованием их *in situ* из подземных вод в результате откачки из недр Земли.

Исходя из приведенного определения, все техногенные воды объединим в три группы: 1) воды, специально направляемые или нагнетаемые в подземные емкости; 2) воды, инфильтрующиеся в недра Земли из-за несовершенства эксплуатируемых сооружений или технических устройств, нарушения правил их эксплуатации или возникновения аварийных си-

туаций; 3) подземные воды, которые становятся техногенными при водоотборе из подземных водоносных систем.

*Группа 1* объединяет воды, инфильтрация или нагнетание которых в подземные емкости проводится с целью: 1.1 — восполнения запасов подземных вод инфильтрационных водозаборов; 1.2 — подземного выщелачивания рудных компонентов или солей на месторождениях твердых полезных ископаемых; 1.3 — законтурного заводнения месторождений нефти и газа; 1.4 — промывания засоленных земель мелиорируемых массивов; 1.5 — поддержания оптимальной влажности корнеобитаемого слоя растений на поливных землях или в польдерных системах двойного регулирования; 1.6 — удаления в недра Земли сточных вод; 1.7 — создания подземных теплообменников в целях получения геотермической энергии или протаивания мерзлых пород россыпных месторождений для их отработки промысловыми приборами.

К водам *группы 2* относятся, в частности, подземные воды: 2.1 — появившиеся в результате утечек в водопроводно-канализационных сетях и из коллекторов поверхностного стока; 2.2 — накопившиеся при инфильтрации поверхностных вод через дно и стенки ирригационных каналов; 2.3 — попавшие через основание прудов-накопителей или охладителей, шламоотвалов обогатительных фабрик, терриконов; 2.4 — инфильтровавшиеся на площадях орошаемых массивов, включая поля орошения сточными водами.

*Группа 3* включает подземные воды, откачиваемые из недр Земли: 3.1 — для целей водоснабжения и мелиорации; 3.2 — при водоотливе из горных выработок или водопонижении; 3.3 — в случае эксплуатации минеральных вод. По существу, сюда входят все добываемые человеком подземные воды.

Перечисленные техногенные подземные воды не охватывают всех возможных случаев их формирования, но дают достаточное представление о природе таких вод. Очевидно, что их геологическая деятельность будет весьма различна в зависимости от свойств техногенных вод, температуры, режима инфильтрации (водоотбора) и других показателей. Принципиальные отличия первых двух групп сводятся к следующему:

Показатель	Воды	
	первой группы	второй группы
Минерализация, ионно-солевой и газовый составы	Определяется технологией производства и поддается регулированию	Формируется спонтанно, хотя и под воздействием технологических процессов
Температура	Отвечает естественному температурному полю или задается в определенных пределах	Отвечает естественному температурному полю или формируется спонтанно
Режим инфильтрации	Регулируется в заданных пределах	Формируется спонтанно

Геологические последствия, возникающие от воздействия на геологическую среду подземных вод первой группы, либо регулируются непосредственно заданным режимом поступления в недра этих вод (см. 1.1—1.5), либо могут быть заблаговременно оценены и учтены, например длительностью эксплуатации соответствующих технологических комплексов. Геологические последствия от деятельности техногенных вод, относящихся ко второй группе, нередко бывают неожиданны, их преодоление или предотвращение требует осуществления специальных инженерных мероприятий, например в случае 2.1.

Геологическую деятельность техногенных подземных вод целесообразно рассмотреть, исходя из представлений о геологических последствиях техногенеза и разработанной их классификации [Толстихин, 1977]. Тогда можно проследить геохимические, геодинамические, геотермические и инженерно-геологические аспекты их деятельности.

**Геохимическая деятельность** техногенных подземных вод проявляется в изменении геохимической обстановки в пределах территории их воздействия на геологическую среду. Эти изменения состоят в выщелачивании каких-либо компонентов минерального состава пород, формировании минеральных новообразований, включая засоление горных пород и почв, в образовании гидрогеохимических ореолов рассеивания загрязняющих веществ техногенного происхождения и т. д.

Геохимическая деятельность техногенных подземных вод, приводящая к выщелачиванию скоплений рудных минералов и солей (воды 1.2), вызвана добычей этих полезных ископаемых, т. е. цель геохимической деятельности связана с последующим извлечением и использованием выщелачиваемых компонентов. Характер процесса выщелачивания и масштабы его развития определяются в этом случае размером месторождения и заданной производительностью его разработки. Эти же явления в меньшем масштабе могут возникать попутно, в результате инфильтрации или закачки техногенных вод в водоносные горизонты, содержащие в составе пород растворимые соли и минералы. Геохимические последствия в этом случае нередко сочетаются с инженерно-геологическими.

Совершенно обратная картина — образование минералов и коллоидов в земной коре — может возникать при закачке в недра земли концентрированных стоков (воды 1.6). Иногда такой эффект отвердения предусматривается технологией захоронения промстоков. С геолого-генетических позиций он представляет не что иное, как образование концентрированных скоплений минеральных новообразований, своего рода месторождений элементов и веществ, которые на настоящем уровне развития технологии не могут быть использованы в производстве и в силу этого обстоятельства рассматриваются как отходы последнего.

Непосредственный геохимический эффект воздействия техногенных вод на геологическую среду предусматривается в целях промывания засоленных земель мелиорируемых массивов (воды 1.4). Фактически такое действие — это регулируемое изменение баланса солей между почвенным профилем и более глубокими слоями гидрогеологического разреза.

Значительно чаще геохимические последствия геологической деятельности техногенных вод возникают в качестве побочного эффекта. Наиболее характерное из них — формирование техногенных гидрогеохимических ореолов рассеивания, вызываемых содержащимися в техногенных подземных водах компонентами минерализации технологической природы. Таковыми могут быть растворы солей природных соединений, свойственные, например, водам 2.3, а могут быть и синтезированные химические, органические и иные соединения. К ним относятся разнообразные пестициды, широко используемые в сельском и лесном хозяйстве (случай 2.4).

Форма техногенных гидрогеохимических ореолов определяется как природными гидрогеодинамическими условиями водоносного горизонта, так и техногенными причинами — формой очага загрязнения (точечный, площадной, линейный), режимом поступления в водоносный горизонт загрязненных стоков, концентрацией загрязняющих компонентов, содержащихся в них, характером эксплуатации загрязненного водоносного горизонта.

Наиболее ощутимы по масштабам ореолы рассеивания загрязняющих веществ, которые вызваны попаданием агрохимикатов. Весьма значительны по площади и контрастны ореолы распространения соединений азота — основного компонента удобрений, используемых для повышения урожайности сельскохозяйственных культур, а также некоторых металлов, применяемых для обработки семян перед посевами, или биологически-активных веществ, попадающих, в частности, в резервуары подземных вод на площадях земельных массивов, при орошении сточными во-

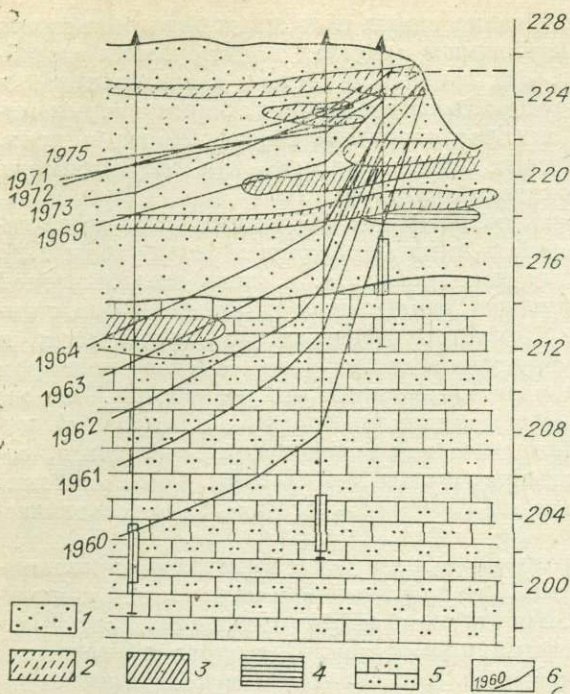


Рис. 5.13. Формирование инфильтрационной линзы пресных подземных вод под ирригационным каналом.  
1 — пески; 2 — супеси легкие; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — уровень пресных подземных вод (цифра — год).

дами животноводческих комплексов и промышленных предприятий.

Геохимическая деятельность техногенных подземных вод сопровождается также изменением физических, в первую очередь геоэлектрических, свойств геологического разреза, что выражается в снижении величины электрического сопротивления. Этот эффект используется для прослеживания ореолов

распространения техногенных вод геофизическими методами разведки.

Положительным геохимическим последствием деятельности техногенных вод вида 2.2 оказались линзы пресных вод, формирующиеся под ирригационными каналами (в том числе эксплуатировавшимися много веков тому назад) и сохранившиеся в форме месторождений пресных подземных вод на фоне регионального развития соленых и солоноватых вод. Понятно, что далеко не все линзы пресных вод пустынь обязаны своим происхождением техногенным водам. Однако при анализе природы линз пресных вод нельзя не учитывать, что процесс инфильтрации пресных вод сквозь дно и стенки каналов был достаточно устойчивым и при благоприятных гидрогеологических условиях (большая мощность зоны аэрации и высокая водопроницаемость пород, слагающих эту зону) и длительной многовековой эксплуатации мог обеспечить формирование достаточно крупных линз пресных вод (рис. 5.13). В зонах подпора могут возникать и явления обратного порядка, вызванные испарительным режимом, например концентрация солей и засоление земельных массивов. Зоны опреснения формируются обычно по периметру водохранилищ, сооруженных на реках (Волге, Ангаре и др.).

Состав техногенных подземных вод, их агрессивность по отношению к бетонам или повышенная выщелачивающая способность, в отдельных случаях могут служить фактором активизации процессов карстования. В частности, интенсификация карстовых процессов на территории г. Москвы — один из примеров непосредственного воздействия техногенных вод в условиях измененного уровня режима подземных вод. При наполнении Братского водохранилища в прибрежных карстовых массивах также усилились процессы карстообразования.

Геодинамическая деятельность техногенных вод проявляется в изменении подвижности подземных вод и возникновении тех или иных геодинамических, а иногда даже сейсмических эффектов. Исследован этот вид деятельности весьма слабо.

Одно из проявлений геодинамического эффекта — закачка воды на нефтепромыслах (законтурное заводнение пластов), что используется ча-

ще всего для поддержаний необходимых пластовых давлений при разработке нефтяных и газовых залежей.

Другой аспект геодинамической деятельности техногенных подземных вод связан с созданием полигонов подземного захоронения промышленных стоков, в процессе эксплуатации которых возможны гидродинамические разрывы пластов водоупорной кровли с дальнейшими (уже гидрогеохимическими) последствиями — загрязнением водоносных горизонтов, расположенных над кровлей пластов.

Наконец, проявлением геодинамической деятельности является образование глубоких и обширных воронок осушения и оседание земной поверхности там, где интенсивно откачиваются подземные воды из недр Земли (воды 3.1 и 3.2). На этом мы ниже остановимся подробнее.

Геотермическая деятельность техногенных вод выражается в изменении температурных условий в результате инфильтрации или нагнетания в недра Земли вод с иной температурой. Наиболее значительны последствия геотермического эффекта техногенных вод в мерзлотных районах. В частности, термический эффект техногенных подземных вод используется для протаивания мерзлых пород на дражных полигонах путем непосредственной закачки подземных вод или пара в скважины, пройденные в толще россыпи (воды 1.7). Подобный вид оттаивания россыпей посредством закачки в скважины нагретых вод широко используется на месторождениях Северо-Востока СССР [Гольдтман и др., 1970].

На практике геотермический эффект техногенных вод — явление довольно распространенное. Он весьма часто возникает как один из видов побочных и притом отрицательных проявлений техногенеза. Речь идет, прежде всего, о хозяйственно-бытовых стоках, проникающих в подземные резервуары при утечках из водопроводных и канализационных систем. На территории развития многолетнемерзлых пород такие стоки формируют в основании зданий и сооружений обширные таликовые зоны. Когда здания построены по принципу сохранения основания фундамента в мерзлом состоянии, возникновение техногенных таликов приводит к резкому ухудшению несущей способности грунтов, вплоть до полной ее потери и перехода грунтов в пльвунное состояние, что вызывает либо разрушение фундаментов и сооружений, либо необходимость применения искусственного замораживания грунтов основания, т. е. специальных мероприятий, направленных против геотермического эффекта техногенных подземных вод.

Геотермическая деятельность техногенных вод в сочетании с иными факторами техногенеза нередко приводит к коренной перестройке гидрогеодинамической обстановки. Примером тому может служить новообразованная гидрогеологическая ситуация в одном из поселков в долине р. Вилюй. До строительства поселка, расположенного в амфитеатре склона, территория его характеризовалась сплошной мерзлой зоной, совершенным отсутствием надмерзлотных таликов и сравнительно маломощным деятельным слоем, полностью перемерзавшим в зимний период. В последующем в результате террасирования склонов для строительства, застройки, утечек воды из водопроводов и канализационных систем в пределах террасовых поверхностей постепенно образовались таликовые емкости, заполненные смешанными природно-техногенными водами, что привело, в свою очередь, к возникновению, а впоследствии — существенной активизации наледных процессов, связанных с отжатием подземных вод на поверхность при зимнем частичном промерзании этого резервуара. Широкое распространение наледных процессов на территории поселка существенно осложнило зимой условия движения транспорта и пешеходов.

Естественно, геотермический эффект техногенных подземных вод проявляется и за пределами криолитозоны. Так, в значительной мере с техногенными водами связано образование региональной геотермической аномалии в пределах г. Москвы (рис. 5.14).

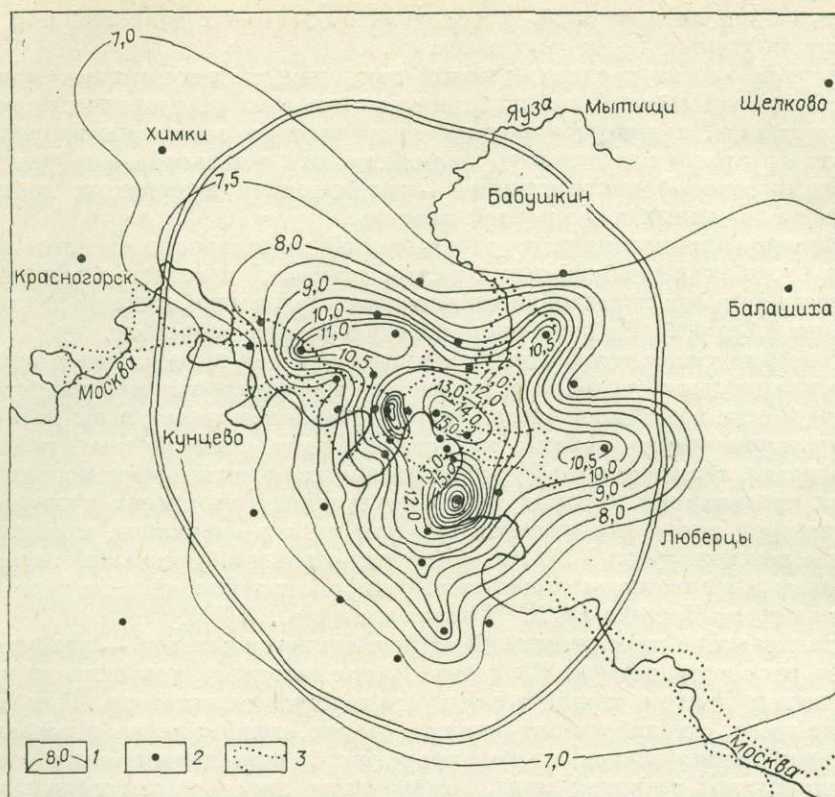


Рис. 5.14. Схема изотерм на глубине нейтрального слоя в районе г. Москвы в 1970 г. [Просенков, 1978].

1 — изотермы (°С); 2 — скважины; 3 — границы долин доледникового размыва.

**Инженерно-геологическая деятельность** техногенных вод заключается в изменении прочностных или же других свойств горных пород в основании инженерных сооружений, либо в развитии экзогенных геологических процессов, в той или иной мере осложняющих инженерное освоение территории или эксплуатацию зданий.

Во многих случаях инженерно-геологическая деятельность техногенных вод представляет результат каких-то других последствий (скажем, геотермической деятельности, о чем уже упоминалось). Довольно часто она начинается, например, с процессов выщелачивания или суффозионного выноса частиц в основании дорожных покрытий и фундаментов, что затем приводит к ухудшению условий эксплуатации соответствующих сооружений. В области развития многолетнемерзлых пород тогда добавляется еще эффект протаивания грунтов с формированием таликовых линз. Концентрация в подобных линзах различных солей техногенной (антропогенной) природы в результате процессов испарения или промерзания — протаивания приводит, в свою очередь, к формированию постоянно талых линз грунтов, воды которых способны в силу высокой минерализации принимать отрицательную температуру, либо к повышению солености грунтов при замерзании этих линз. В обоих случаях существенно понижается несущая способность грунтов, осложняются условия строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

При недостаточной изоляции стен зданий от водоносного горизонта, образующегося в их основании из-за протечек канализационно-водопроводных систем, своеобразный инженерно-геологический эффект процесса

промерзания — оттаивания простирается далеко за пределы грунтов основания и может привести к разрушению фундаментов.

В пределах городских территорий и районов орошения последствия инженерно-геологической деятельности часто обусловлены не какими-то особыми свойствами техногенных вод, а просто их присутствием, поскольку с этим связано повышение уровня, вызывающее затем изменение влажности и несущей способности грунтов. Подобная инженерно-геологическая обстановка характерна для многих городов аридной и гумидной зоны и вызывает необходимость строительства и эксплуатации специальных дренажных сооружений.

Весьма своеобразный эффект, вызываемый высокоминерализованными промышленными стоками, состоит в изменении фильтрационных свойств пород, в том числе и относительно водоупорных. Под воздействием некоторых техногенных рассолов (в частности, хлоридных) проницаемость глинистых водоупоров значительно возрастает, и из категории водоупорных они могут перейти в категорию проницаемых, что, в свою очередь, может привести к изменению геодинамической и гидрогеохимической обстановки. В области распространения многолетнемерзлых пород изменение проницаемости криогенного водоупора может быть связано также с растворением льда-цемента пород техногенными водами высокой концентрации, которые не замерзают в условиях отрицательных температур. Возникшие подобным образом талики обеспечивают возможность взаимодействия ранее изолированных водоносных горизонтов. Так, например, формируются талики, связанные с разгрузкой соленых вод и рассолов, на севере Сибирской платформы.

#### 5.4.2. Водоотбор из недр Земли и его геологические последствия

Опускание территории и даже подъем уровня океана — таковы последствия все прогрессирующего извлечения (откачки) подземных вод. Этот вид человеческой деятельности представляет, пожалуй, наиболее важный аспект непреднамеренного воздействия на геологическую среду.

В городах и горнопромышленных районах с водоотбором из земных недр, превышающим естественное пополнение, происходит систематическое снижение уровня подземных вод. Глубина депрессионных воронок составляет в Лондоне 100 м, Киеве — 65, Москве — около 60 м и т. д. Обширные воронки осушения образовались вокруг шахт и карьеров.

Снижение уровней или напоров подземных вод приводит к уплотнению пород, что порождает оседание земной поверхности. Очень часто явление уплотнения пород и оседание поверхности происходит в черте крупных городов, где (кроме водоотбора из земных недр) действует нагрузка зданий и сооружений.

Наибольшая осадка отмечается на участках распространения неуплотненных песчано-глинистых отложений. Таковы, например, основания городов Мехико, Токио или Венеции, откуда длительное время откачиваются используемые для целей водоснабжения подземные воды. В Мехико осадка поверхности Земли достигла 6—7, а местами 8,5 м. Для наглядности в городе сохраняется облицовка колодцев, заложенных еще ацтеками — они торчат на 5—6 м выше современной поверхности. Только знаменитый Дворец изящных искусств с 1937 по 1955 г. осел на 5 м. Если неумеренный водоотбор не прекратится, то к концу нынешнего столетия город опустится еще на 4—5 м. Аналогичные явления наблюдаются в Токио и других японских городах (рис. 5.15). Скорость оседания в среднем составляет 18 см/год. В Токио только за 1973 г. поверхность понизилась на 25 см, это вызвало сдвиги фундаментов зданий и тубингов метро. Угроза быть затопленной морем нависла над Венецией: это случится, если не прекратится неумеренная эксплуатация резервуара пресных

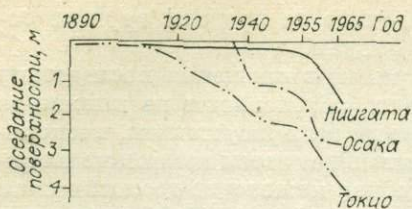


Рис. 5.15. Оседание земной поверхности под крупными городами Японии [Никонов, 1980].

подземных вод, находящегося под городом. Опускания и просадки отмечаются в некоторых наших городах, например, в Таллине, где погружение происходит с интенсивностью от 10 до 36 мм/год, хотя берега Балтики в целом отличаются ежегодным подъемом на 2,5 мм.

Для борьбы с оседанием поверхности успешно применяется закачка воды в подземные резервуары. Подобная мера была использована в районе Лонг-Бич близ Лос-Анджелеса в США.

Известно, что в современную эпоху уровень Мирового океана имеет тенденцию к повышению: за последние 46 лет он поднялся на 8 см. И. Г. Киссин (1976) одной из возможных причин такого подъема считает сброс в океан откачиваемых из недр подземных вод.

Годовое потребление воды на земном шаре достигает 2600 км<sup>3</sup>, из которого 10% И. Г. Киссин относит на подземные воды. Примерно половина извлекаемого количества подземных вод, т. е. 130 км<sup>3</sup>/год, поступает в океан. В расчете на всю площадь Мирового океана это составит 0,36 мм/год. Если теперь сопоставить полученную величину с данными о среднем повышении уровня за последние 46 лет (1,7 мм/год), то окажется, что подземные воды обеспечивают 20% прироста воды в Мировом океане.

Конечно, о результатах полученного расчета можно спорить, так как используемые цифры носят слишком общий характер. Однако приводимые доводы нельзя не учитывать. Более того, в дальнейшем по мере увеличения отбора подземных вод их влияние на уровень Мирового океана несомненно возрастет.

Откачки подземных вод могут также привести к существенным изменениям мерзлотно-гидрогеологических условий. Например, понижение уровня в водоносных таликах неизбежно вызывает активное промерзание горных пород и новообразование мерзлой зоны, в свою очередь приводящее к перестройке всей гидродинамической системы. Аналогичные ситуации иногда возникают в случае формирования таликов, служащих путями взаимодействия верхнего (надмерзлотного) и нижних (подмерзлотных) водоносных горизонтов. Подобный случай отмечен, в частности, на Могойском талике в районе г. Якутска.

Из сказанного следует, что взаимодействие человека на подземную гидросферу, как правило, сопровождается многосторонними геологическими последствиями и неизменно сказывается на состоянии геологической обстановки в целом. Во многих случаях техногенные воды вызывают нарушение общей экологической ситуации, а следствие — снижение биологической продуктивности и изменение характера природных ландшафтов (техногенные засоление или заболачивание земель, наледеобразование и т. п.).

Рассматривая перспективы воздействия техногенных вод на подземную гидросферу, нельзя не отметить, что с развитием научно-технической революции геологические процессы, возникающие в результате деятельности техногенных вод, приобретают все более интенсивное развитие и распространяются на большие глубины земной коры. Если до последнего десятилетия эти процессы носили локальный, очаговый характер, то в настоящее время намечается явная тенденция их регионального распространения в границах территориально-производственных комплексов и целых регионов, особенно районов с высокой степенью освоения (см. «Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод»).

## ЛИТЕРАТУРА

- Анисимова Н. П. Криогенная метаморфизация химического состава подземных вод.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 5. Якутск, 1973, с. 5—12.
- Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, 1963, т. 101, с. 89—151.
- Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М.: Недра, 1970. 328 с.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 652 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Власов Н. А., Павлова Л. И. Влияние процессов замораживания на состав гидрокарбонатных вод.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3, с. 675—678.
- Волкова В. П. Некоторые особенности солевого стока в областях сплошного распространения многолетнемерзлых пород.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XIV. М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 116—125.
- Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
- Гинсбург Г. Д., Гуревич А. Е., Резник А. Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири.— Сов. геология, 1971, № 9, с. 45—58.
- Гиттерман К. Э. Термический анализ морской воды.— В кн.: Концентрирование соляных рассолов естественным вымораживанием. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Гольдтман В. Г., Знаменский В. В., Чистопольский С. Д. Гидравлическое оттаивание мерзлых горных пород. Магадан: изд. ВНИИ-1, 1970. 447 с.
- Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 272 с.
- Дерпгольд В. Ф. Вода во Вселенной. Л.: Недра, 1971. 224 с.
- Дзюб-Литовский А. И. Соляной карст СССР. Л.: Недра, 1966. 167 с.
- Дзюба А. А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 199—207.
- Дзюба А. А., Кустов Ю. И. Опыт оценки подземной денудации на Сибирской платформе.— В кн.: Тезисы докладов VIII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Улан-Удэ, 1976, с. 102—103.
- Зверев В. П. О механизме массопереноса растворенного вещества в верхних частях земной коры.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 6, с. 1449—1452.
- Киссин И. Г. Вода под землей. М.: Наука, 1976. 222 с.
- Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 1. М.: Наука, 1973. 448 с.
- Кононова Р. С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области.— Советская геология, 1974, № 3, с. 106—115.
- Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 51—69.
- Короткевич Г. В. Соляной карст. Л.: Недра, 1970. 255 с.
- Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 287 с.
- Кутюрин В. М., Фохт А. С. Разложение воды растениями и биосфера.— В кн.: Раздел элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 75—93.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. О подземной химической денудации на территории СССР.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 424—427.
- Миграция химических элементов в подземных водах СССР/Зверев В. П. и др. М.: Наука, 1974. 239 с.
- Неизвестнов Я. В. Подземные льды четвертичных морских отложений Пайхойско-Новоземельской области. М.: Стройиздат, 1972.
- Никонов А. А. Человек воздействует на земную кору. Серия Наука о Земле. № 5. М.: Знание, 1980. 48 с.
- Общее мерзлотоведение (геокриология)/Кудрявцев В. А. и др. Изд-е 2. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с.
- Пармузин Ю. П. Карта «Карст на территории СССР».— В кн.: Общие вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 55—57.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 331 с.
- Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1979. 423 с.
- Пиннекер Е. В. Взаимодействие криолитосферы и подземных вод глубоких горизонтов артезианских бассейнов.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 5. Якутск, 1973, с. 106—110.
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И. Особенности взаимодействия подземных вод и многолетнемерзлых пород.— В кн.: Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 21—27.
- Подземный сток на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. 303 с.

- Просенков В. И. Прогноз геотермических изменений под воздействием градопромышленного комплекса Москвы.— Сов. геология, 1978, № 9, с. 115—129.
- Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территории для промышленного и гражданского строительства в карстовых районах СССР/Саваренский И. А. и др. М.: изд. ПНИИИС, 1967. 90 с.
- Родионов Н. В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 175 с.
- Скворцов Т. Г. О скорости развития карста в гипсах.— В кн.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологического процесса. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 173—176.
- Толстухин Н. И., Максимов В. М. Якутский артезианский бассейн.— Записки Ленингр. горного ин-та, 1955, т. 31, вып. 2, с. 71—77.
- Толстухин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
- Толстухин О. Н. Геологические аспекты охраны природы. Конспект лекций. Л.: изд. ЛГИ, 1977. 39 с.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 144 с.
- Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.
- Фотиев С. М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
- Шварцев С. Л. Геохимическая деятельность мерзлоты.— Природа, 1975, № 7, с. 66—73.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Швецов П. Ф. Закономерности гидрогеотермических процессов на Крайнем Севере и Северо-Востоке СССР. М.: Наука, 1968. 111 с.
- Matthess G. Lehrbuch der Hydrogeologie. B. 2 Die Beschaffenheit des Grundwassers. Berlin — Stuttgart, 1973. 324 S.

## 6. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОДЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ И РАЗРУШЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Подземная гидросфера, образно выражаясь, есть резервуар, в котором формируются и разрушаются месторождения полезных ископаемых. Вопрос об участии и роли воды в жизни скоплений минерального сырья является предметом постоянного изучения уже на протяжении более двух тысячелетий. Вода, с одной стороны, выступает как носитель химических элементов и при благоприятных условиях «рождает» такие скопления, с другой — она меняет и разрушает залежи — соляные, нефтегазовые, рудные и др.

В существующих классификациях месторождений полезных ископаемых большое значение обычно придается роли воды в их образовании, изменении и рассеивании. Так, В. Эммонс (1925), выделял, в частности, месторождения: отложенные жидкостями и газами (контактово-метаморфические месторождения); образованные восходящими горячими растворами на больших, средних и небольших глубинах; сформированные на средних и небольших глубинах холодными метеорными растворами и т. д. Воде как важнейшему фактору образования различных, особенно гидротермальных и гипергенных, месторождений полезных ископаемых уделяли и уделяют в своих классификациях внимание крупнейшие советские геологи В. А. Обручев, С. С. Смирнов, В. М. Крейтер, Ю. А. Билибин, А. Г. Бетехтин, В. И. Смирнов и многие другие.

Попытка составления гидрогеохимической классификации месторождений полезных ископаемых принадлежит А. М. Овчинникову (1970). Он выделял месторождения, заключающие легкорастворимые породы, выщелачивание и полное растворение которых приводит к уничтожению месторождения (каменной и калийных солей, гипса и др.); месторождения

нефти и газа, формирующиеся и залегающие в восстановительной обстановке на больших глубинах среди осадочных отложений артезианских бассейнов; месторождения, содержащие рудные минералы.

Обобщая накопленный к настоящему времени опыт многочисленных исследователей и используя генетическую классификацию месторождений В. И. Смирнова (1976), авторы настоящей книги «Основ гидрогеологии» по характеру взаимоотношения месторождений полезных ископаемых с подземными водами различают пять таких групп.

1. Эндогенные и метаморфогенные месторождения труднорастворимых рудных залежей, прямо или косвенно сформированные гидротермальными растворами; сюда входят не только месторождения гидротермальной группы, но и другие — магматические, скарновые и т. д.

2. Экзогенные месторождения зоны выветривания, образовавшиеся в результате гипергенного минералообразования (растворения и выноса водами минеральной массы горных пород и накопления ее в остаточных продуктах). В случае растворения подземными водами рудных компонентов горных пород и их переотложения в нижней части зоны окисления или в пределах наиболее водопроницаемых горных пород образуются месторождения инфильтрационного (гидрогенного) и остаточного классов.

3. Осадочные скопления легкорастворимых (соляных) пород, сформированные в бассейнах седиментации и подверженные процессам разрушения подземными водами (месторождения химического класса).

4. Залежи нефти и газа (месторождения биохимического класса).

5. Эндогенные, метаморфогенные и экзогенные месторождения труднорастворимых рудных и нерудных залежей, образование и разрушение которых связано с биогенной миграцией (месторождения каустобиолитов, фосфора и др.) и механическим разрушением (россыпные месторождения) с участием подземных и поверхностных вод.

Размещение выделенных групп месторождений подчиняется региональным гидрогеологическим закономерностям и связано с положением основных водоносных систем на земном шаре (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»).

Месторождения первой группы, сформированные гидротермальными растворами, имеют преимущественное распространение в континентальных подземных водоносных системах (орогенных и цокольных массивах трещинных вод, наложенных и межгорных бассейнах пластовых вод) и океанических системах, представленных резервуарами жильных и массивами трещинных вод, а также бассейнами пластовых вод современных геосинклиналей. Именно в пределах этих систем отмечается наиболее благоприятная обстановка для образования очагов разгрузки напорных вод, к которым направлено движение гидротермальных растворов, и, как следствие, локализация рудных залежей. В данном случае оправдывается положение А. М. Овчинникова о том, что гидротермальные месторождения являются древними очагами разгрузки напорных вод.

Экзогенные месторождения зоны выветривания связаны с континентальными подземными водоносными системами. Осадочные скопления легкорастворимых (соляных) пород, как правило, приурочены к платформенным и краевым бассейнам пластовых вод. Залежи нефти и газа также тяготеют к этим водоносным системам, хотя не менее широко они распространены в морских толщах шельфовых бассейнов пластовых вод и, вероятно, бассейнах пластовых вод океанических платформ.

Менее определена связь с основными резервуарами подземных вод месторождений пятой группы, образование и разрушение которых обязано биогенной миграции и механическому разрушению.

Не все из пяти выделенных групп месторождений полезных ископаемых равноценны по роли воды в их формировании и разрушении. Если в первых двух группах вода играет в основном созидающую роль, то в ос-

тальных она является агентом формирования и разрушения этих месторождений. Коснемся деятельности воды при формировании и разрушении четырех первых групп месторождений, так как вода имеет первостепенное значение для познания закономерностей их формирования и размещения.

#### 6.1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СФОРМИРОВАННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ

Как отмечалось в «Общей гидрогеологии», под гидротермами подразумеваются подземные воды с повышенной температурой независимо от их происхождения.

Образование гидротермальных месторождений до сих пор остается дискуссионной проблемой, которая имеет несколько аспектов. Начнем с геологического. В целом «различают классы плутогенных, вулканогенных и амагматогенных гидротермальных рудных месторождений» [Тектоносфера Земли, 1978, с. 122]. Источниками вещества при этом являются рудоносные растворы, концепции образования которых В. И. Смирнов (1976) объединяет в три группы: 1) *ювенильную*, когда растворы обязаны подкоровой магме базальтоидного состава; 2) *ассимиляционную* — образованы палингеной магмой преимущественно гранитоидного состава; 3) *фильтрационную* — вызваны мобилизацией рудообразующих веществ на пути движения агрессивных гидротермальных растворов различного происхождения (вадозного, метаморфогенного, ювенильного). Выделяя эти группы, В. И. Смирнов отмечает, что месторождения, формирующиеся при снабжении их минеральным веществом из ювенильных источников, возникают в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры. Такие условия, по его мнению, осуществляются дважды в рамках нормального цикла развития земной коры. Во-первых, на ранней, собственно геосинклинальной, стадии геосинклинального этапа — в трогах авгеосинклиналей; во-вторых, в платформенный этап — в рифтовых зонах.

Наиболее полно геологический аспект образования гидротермальных месторождений с учетом гидрогеологических условий рассмотрел Д. И. Павлов (1975), который увязал степень участия в рудообразовании экзогенных хлоридных вод с разными стадиями геологического развития района.

Следует при этом различать геосинклинальный и платформенный циклы. На ранней стадии геосинклинального цикла за счет подкоровых базальтоидных источников рудообразующих веществ формируются месторождения в авгеосинклинальных трогах и обрамляющих их глубинных разломах. Рудоносный раствор формируется как результат взаимодействия основных вулканитов с умеренно нагретыми хлоридными рассолами, отжимаемыми из осадочно-вулканогенных толщ. Затем, на следующей (так называемой средней) стадии геосинклинального цикла, в претерпевших складчатость артезианских бассейнах к моменту внедрения уменьшаются запасы седиментогенных хлоридных вод, которые в значительной степени замещаются метеогенными водами.

Обычно геосинклинальный цикл сменяется платформенным, который характеризуется наличием галогенных отложений и концентрированных хлоридных рассолов в нижних этажах осадочного чехла. В этапы тектонической активизации, приводящей к формированию тектонических зон, возникают условия для разгрузки рассолов и формирования разнообразных гидротермальных месторождений (например, магнезитовых, свинцово-цинковых, исландского шпата на Сибирской платформе, где гидротермальная минерализация обязана своим происхождением периодическому магматизму и огромным запасам хлоридных рассолов). Роль подземных рассолов важна также при формировании кимберлитовых трубок,

которые проявляли себя как своеобразные дрены, в результате чего содержание галита в кимберлитах достигает 1,5 вес. %.

Одним из главных факторов эндогенных геологических процессов является флюидный режим земной коры и мантии Земли.

Особенно велика роль глубинных флюидов в образовании крупных месторождений рудных элементов, возникающих на участках земной коры, которые следует считать эпицентрами «горячих точек» мантии, генерирующих потоки ювенильного тепла и вещества (см. гл. 1).

История, состояние и свойства гидротермальных растворов при высоких температурах и давлениях еще недостаточно изучены. Это не позволяет однозначно объяснить, каким образом гидротермы переносят большие количества металлов. Наиболее удачной попыткой такого объяснения является теория комплексообразования Г. К. Хелгесона (1967), в которой вопрос о переносе металлов решается с термодинамических, но одновременно также с геохимических и геологических позиций. Вот ее содержание и основные положения.

Комплексообразование в растворах происходит путем соединения двух или более простых частиц, каждая из которых существует независимо. В ядре комплекса может быть один или несколько катионов. Преобладают одноядерные комплексы. С положительно заряженным центральным катионом связаны лиганды — ионы, комплексы, молекулы.

В результате расчетов, произведенных на ЭВМ, оказалось, что величина растворимости галенита в растворах  $\text{NaCl}-\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}$  более чем достаточна для образования гидротермальных месторождений свинца как низкотемпературных, так и высокотемпературных. При низкой температуре (менее  $100^\circ\text{C}$ ) растворимость галенита, достаточная для образования месторождений свинца, достигается, если общая концентрация  $\text{NaCl}$  превышает  $0,1m$  (более  $5,85$  г/л).

Комплекс  $\text{PbCl}^+$  преобладает в разбавленных растворах, а в концентрированных растворах —  $\text{PbCl}_2^+$ . Осаждению галенита способствует понижение температуры и общей концентрации  $\text{NaCl}$ , увеличение отношения  $m_{\text{NaCl}}/m_{\text{HCl}}$ , повышение  $pH$  раствора.

Данные по ионно-солевому составу вод термальных источников в совокупности с вышеизложенным позволяют получить представление о составе гидротермальных растворов. Они богаты хлоридами щелочных металлов, в анионной части иногда преобладают сульфаты. Значения  $pH$  гидротермальных растворов, обусловивших формирование среднетемпературных рудных месторождений, находятся в пределах от 3 до 9, хотя изучение гидротермального изменения пород подтверждает вывод о том, что при температурах  $100-374^\circ\text{C}$  гидротермы, как правило, слабокислые.

Факторами состояния гидротермального раствора являются температура, давление, степень взаимодействия с породами и подземными водами. Взаимодействие гидротермального раствора и непосредственно контактирующей с ним породой характеризуется неравновесным состоянием. От контакта раствор — порода в сторону боковых пород направлен диффузионный поток. Изменение активности любых ионов в растворе, которое приводит к суммарному увеличению активности свободных ионов металла и серы, способствует осаждению твердой сульфидной фазы, и для того чтобы описать эволюцию этой системы от неравновесного состояния к равновесному, необходимо использовать принцип частичного равновесия [Хелгесон, 1967].

Осаждение твердого сульфида продолжается до наступления между твердым осадком и раствором термодинамического равновесия. В ловушках с большой внутренней поверхностью (зоны брекчий, расщепленные трещинные зоны, штокверки) происходит локализация руды. Смешивание восходящего гидротермального раствора с подземными водами резервуара-ловушки способствует осаждению твердой фазы.

Гидротермальный процесс — составная часть постоянных изменений вещества земной коры. Вода при этом служит той подвижной средой, в которой в растворенном состоянии переносятся металлические соединения, происходят различные химические реакции и, наконец, сама вода, вернее продукты ее электролитической диссоциации ( $H^+$  и  $OH^-$ ), принимает участие в химических реакциях, регулируя процессы отложения минералов как нерастворимых продуктов этих реакций.

Изучение жидких и газовых включений в минералах, отобранных из разных районов земного шара, показало, что главными компонентами минералообразующих гидротермальных растворов, кроме воды, являются углекислота, водород, хлориды натрия, калия и кальция, растворенный кремнезем, фториды, реже сульфаты натрия, кальция, калия, гидрокарбонаты. Полученный материал свидетельствует о большом разнообразии химического состава гидротермальных растворов — от слабоминерализованных гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных, фторидных бор-содержащих натриевых, калиевых и кальциевых рассолов включительно, с преобладанием рассолов хлоридного натриевого состава.

Какова же специфика рудообразующих гидротермальных растворов и в чем их отличие от типичных подземных вод гидросферы? Основным отличием глубинных гидротерм, как это следует из приведенного материала, является не присутствие в них экзотических компонентов и соединений, как это следовало бы, казалось, ожидать, а высокая концентрация отдельных элементов, неизвестная в подземных водах. К таким компонентам относят кремнезем, бор, фтор.

Показателен в этом отношении, например, состав водных включений в кварце Алдана и Урала, а также флюорита из месторождения Аурахмат в Узбекской ССР (табл. 6.4).

К особенностям минералообразующих гидротермальных растворов можно отнести также абсолютное преобладание во включениях флюоритов гидрокарбонатов кальция при минерализации 50 г/л (подземные рассолы такого состава неизвестны) и фторидов кальция в слабоминерализованных растворах.

Некоторые критерии различия дают соотношения компонентов солевого состава (табл. 6.2), из которых наиболее важное значение имеют  $\frac{B}{Cl}, \frac{F}{Cl}, \frac{NH_4}{Cl}, \frac{SiO_2}{Cl}, \frac{Li}{Na}, \frac{K}{Na}, \frac{Ba}{Cl}$ , так как величины их на один-два, а в некоторых случаях и более порядков выше в растворах включений, чем в соленых и рассольных подземных водах и тем более в океанической воде. Более близки эти отношения к различным типам вод, связанных с деятельностью современных вулканов.

Однако состав жидкостей и газовых включений различных минералов хотя и близок к составу гидротермальных растворов, но не является их полным аналогом. «Во всяком случае, — пишет А. Г. Бетехтин (1955, с. 219), — это далеко не истинная среда минералообразования».

Весьма важен вопрос о переносе рудного вещества. Как правило, последнее транспортируется в приповерхностные зоны по трещинам, провикающим в земную кору на десятки километров. Тектонические зоны служат региональными дренами, интенсифицирующими водообмен между разломом и боковыми породами. Разогрев напорных вод и их интенсивное движение имеют место на сравнительно небольших площадях, например над магматическими телами, где создаются значительные температурные градиенты. До формирования гидротермально-метасоматических месторождений возникают предрудные тектонические зоны — региональные дренаи, в которые поступают подземные воды и рассолы из боковых пород. Их количество зависит от многих факторов, в частности от проводимости пород разреза. Если тектонические зоны глубокого заложения формируются в поле развития осадочных пород, большая роль в накоплении рудного

Таблица 6.1

## Экзотический химический состав водных включений в кварце и флюорите [по М. С. Гуревичу, 1961]

Компонент	Кварц Алдана			Кварц Урала			Флюорит месторождения Аурахмат			
	%	г/л	мг/Экв	%	г/л	мг/Экв	к 100 г исходной пробы	г/л	мг/Экв	%-Экв
Na	3,40	41,65	1801,94	3,64	43,86	1907,3	0,0010	25,97	1127,17	53,60
K	3,20	39,20	1001,73	1,20	14,46	365,88	0,0011	28,455	727,88	34,60
Ca	0,40	4,90	244,51	1,80	21,69	1082,33	0,0002	5,17	247,98	11,80
Mg	0,20	2,45	201,49	0,08	0,96	78,85	Не опр.			
Cl	4,00	48,90	1378,98	4,97	59,88	1688,62	0,0025	64,687	1824,17	86,74
SO <sub>4</sub>	2,10	25,73	535,70	0,89	10,72	223,19				
BO <sub>3</sub>	4,30	52,68	—	2,88	34,70	—	Не опр.			
BO <sub>2</sub>	—	38,45	900,73	—	24,33	569,32				
F	Не опр.						0,0002	5,17	279,04	13,26
HCO <sub>3</sub>	Не опр.						—	—	—	—
HSiO <sub>3</sub>	—	66,15	857,99	—	68,25	885,10				
SiO <sub>3</sub>	6,75	—	—	7,08	—	—				
Al <sub>2</sub> +Fe+Mn	2,0	24,5	—	2,00	24,1	—	Не опр.			
Растворенный CaF <sub>2</sub>	Не опр.						0,0029	—	—	—
Σ солей	26,36	322,9	—	24,54	295,1	—	0,0050	—	—	—
Сухой остаток	—	—	—	—	—	—	0,0086	129,45	—	—
pH	—	—	—	—	—	—	7,0			
Кол-во воды, %	—	—	—	—	—	—	0,0421			
Минерализация, %	—	—	—	—	—	—	11,88			
Уд. вес, г/см <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	1,089			

Примечание. Растворы включений из кварцевых жил Алдана имеют весьма своеобразный среди подземных вод неизвестный тип рассолов бор-силикатно-хлоридного калиево-натриевого состава; включения в кварце из сульфидных руд Березовска (Урал) представлены рассолом бор-силикатно-хлоридного калиево-натриевого состава; включения во флюорите месторождения Аурахмат содержат аномально высокие количества фтора.

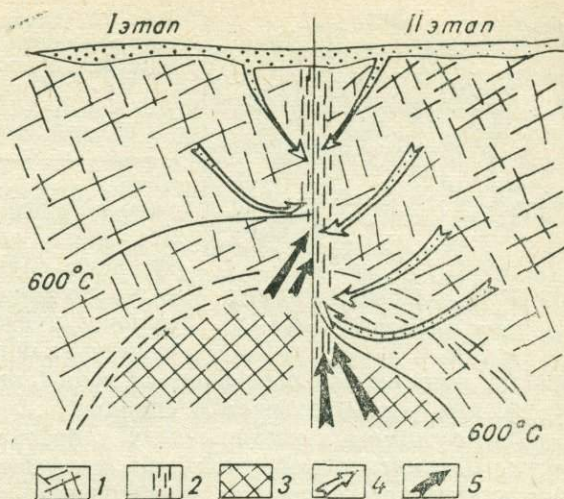
Таблица 6.2

Характеристика соотношений компонентов солевого состава различных типов природных вод (по А. П. Виноградову, Л. Н. Капченко, Е. В. Пиннекеру, М. С. Гуревичу, С. И. Набоко)

Соотношения	Вода Мирового океана	Соленые и рассольные подземные воды	Растворы из газожидких включений в гидротермальных минералах	Кратерные рассолы ( $M > 50$ г/л)	Вулканические экзгалакции	Термальные источники долгоживущих вулканических центров
$rNa/rCl$	0,80—0,87	0,001—1,5	0,08—2,0	0,02—0,6	0,03—0,3	0,6—20
$Cl/Br$	290—300	35—2500	—	1000—2000	50—5000	100,0—5000
$B/Cl$	0,00024	0,0001—0,02	0,01—0,2	0,0001—0,001	0,0001—0,0005	0,00001—0,25
$F/Cl$	0,00007	0,00001—0,001	0,3—1,2	0,001—0,01	0,005—0,3	0,00001—1,4
$NH_4/Cl$	—	0,0015—0,002	—	0,0001—0,0005	0,04—0,4	—
$As/Cl$	—	0,00002—0,0015	—	—	—	0,001—0,1
$SiO_2/Cl$	0,00001	0,00002—0,00125	0,2—0,8	0,001—0,002	0,08—0,4	( $SiO_2$ 100—700 мг/л)
$rSO_4/rCl$	0,14	0,0—1,0	0,00—8,0	0,1—0,2	0,01—0,4	0,61—80
$rCa/rMg$	0,2	2,50	0,5—20,0	0,2—2,0	1,5—4,0	—
$Li/Na$	0,00001	0,0014—0,001	0,01—0,6	0,02	—	0,003—0,03
$rK/rNa$	0,036	0,0001—10	0,04—10,0	0,5—0,2	0,1—0,6	0,03—0,89
$Fe/Cl$	—	0,0001—0,001	0,0003—0,03	0,04—0,2	0,04—0,03	—
$Al/Cl$	—	—	0,0003—0,003	0,1—0,2	0,01—0,1	—
$Mn/Cl$	—	0,0001—0,001	0,0003—0,003	0,01—0,001	0,0004—0,1	—
$Sr/Cl$	0,00072	0,0001—0,002	0,0003—0,003	(Sr 20—300 мг/л)	0,01—0,001	(Sr 0,1—10 мг/л)
$Ba/Cl$	0,000003	0,0005—0,0007	0,003—0,03	(Ba 20—300 мг/л)	0,01—0,001	(Ba до 1 мг/л)

Рис. 6.1. Характер движения растворов в тепловом поле невскрытого интрузива на разных этапах по мере остывания [Павлов, 1975].

1 — трещиноватые кристаллические породы; 2 — зона повышенной проницаемости; 3 — гипабиссальный габброидный интрузив; 4 — экзогенные рассолы; 5 — ювенильные гидротермы.



вещества принадлежит водам и рассолам седиментационного генезиса. В случае развития тектонических зон среди магматических пород значительную роль играют метеогенные воды. Д. И. Павлов (1975) считает, что

в сфере влияния локальных тепловых очагов формирование рудообразующих гидротермальных растворов идет за счет энергичного прогрева пород, который создает восходящее движение подземных вод по трещинам, образующимся над интрузивом. В результате устанавливается новый режим подземных вод с движением от периферических частей области к местам прогрева и с разгрузкой над тепловыми очагами или вблизи них. Подземные воды, вступающие в область нагрева, приобретают агрессивный характер и в результате активного растворения части компонентов промываемых ими пород становятся настоящими рудными гидротермами. Одновременно происходит подмешивание к ним ювенильного вещества. По мере движения вверх по трещинам к области разгрузки и с понижением температуры минерализованные воды могут создавать жильные и другие рудные тела. Принципиальная схема такого процесса показана на рис. 6.1.

В тектонических зонах над интрузивами, выполненными обломочными образованиями, осуществляется конвективный теплообмен, причем неравномерная проницаемость пород приводит к развитию «язычков» внедряющихся гидротерм. В общем случае по центральным частям каналов отводятся гидротермы, а по боковым движутся нисходящие экзогенные, преимущественно инфильтрационные воды, при этом скорость нагретых вод обычно в 5—10 раз больше, чем холодных.

Примеры гидротермальных месторождений лучше всего рассмотреть отдельно для каждого класса этой группы: *плутогенного; вулканогенного; амагматогенного.*

Плутогенные гидротермальные месторождения обычно связаны с кислыми магматическими породами, в которых среди минеральных ассоциаций различают кварцевую, сульфидную и карбонатную.

Примером жильных образований кварцевого подкласса является Кочкарское месторождение на Южном Урале. На этом месторождении система трещин, выполненных гидротермальными кварцевыми жилами, повторяет более древнюю систему даек. Вероятно, тогда же произошло приоткрытие трещин, и по ним устремились гидротермальные растворы.

Из образований кварцево-молибденитовой формации весьма примечательны месторождения Австралии, на которых к массивам гранитов в зоне их эндоконтакта со сланцами (рис. 6.2) приурочены многочисленные молибденитовые тела своеобразной трубчатой формы.

Большую роль в формировании гидротермальных месторождений играют региональные разломы или ослабленные зоны, особенно в сводах антиклиналей. Таковы, например, седловидные золотоносные жилы Бен-

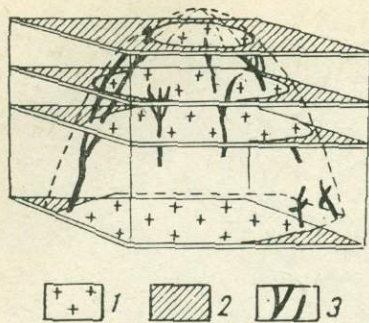


Рис. 6.2. Схема расположения молибденоворудных трубчатых тел в краевой части гранитного массива Восточной Австралии [Абдуллаев, 1954].

1 — граниты; 2 — глинистые сланцы; 3 — выходы рудных тел трубчатой формы на поверхность.

линали, которая как обособленная зона была наиболее проницаемой для рудоносных растворов частью складки.

Из плутогенных месторождений карбонатного подкласса следует отметить Саткинское месторождение магнезита на Урале. Здесь залежи кристаллического магнезита, расположенные в виде согласных или слабо нарушенных пластообразных тел среди метаморфизованных мергелей и доломитов силура, рассматриваются как метасоматические образования, сформированные под воздействием магнезийсодержащих горячих растворов на пласты карбонатных пород.

Вулканогенные гидротермальные месторождения, образовавшиеся за счет газогидротермальных растворов, связаны с вулканогенными формациями и субвулканическими образованиями. От плутогенных месторождений они отличаются формированием в относительно открытых системах. Наиболее характерными залежами этого типа являются месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии. Они отличаются кольцевыми, трубчатыми и радиально-трещинными внежерловыми формами. Среди них выделяются глубинно-вулканические и субвулканические гидротермальные месторождения.

Железорудные месторождения Ангаро-Илимской группы, связанные с траптовой формацией Сибирской платформы, могут служить представителями глубинно-вулканических гидротермальных месторождений. Они, как правило, приурочены к древним вулканическим аппаратам и трубкам взрыва (см. рис. 7.11 и раздел 7.4), а сами железорудные тела представляют рудные зоны мощностью в десятки и сотни метров. Оруденение представлено магнетитом, составляющим до 90% всей рудной массы. В образовании железосодержащих растворов Ангаро-Илимских месторождений отводится большая роль взаимодействию высокоминерализованных (200—500 г/л) пластовых рассолов с остывающими телами траптов в зонах тектонических разломов и в трубках взрыва.

К субвулканическим гидротермальным месторождениям, резко отличающимся от плутогенных и глубинно-вулканических малой глубиной формирования и сложным комплексным составом руд, более широким развитием вулканической трещиноватости, вулканических брекчий и другими особенностями, относятся, например, месторождения Потози и другие в Боливии. Касситерит-вольфрамит-висмутино-аргентитовая формация боливийских месторождений приурочена к вулканическим штокам кислых пород третичного возраста. Структуры подобного (центрального) типа развиваются обычно на крупных разломах, и для них характерны серии конических и кольцевых разломов, возникающих вокруг центра магматической активности и являющихся путями для проникновения рудоносных гидротермальных растворов.

К амагматогенным гидротермальным месторождениям относятся известные пластообразные залежи медных руд песчаниково-сланцевых толщ Джезказгана и Удокана, свинцово-цинковых руд в карбонатных породах

Каратау, Сарданы и др. Их отличают размеры, простая пластовая форма, сравнительно высокое содержание полезного ископаемого и его равномерное распределение, наконец, неглубокое залегание.

Генезис амагматогенных месторождений является предметом долготлетней дискуссии между сторонниками осадочного и ювенильного их происхождения. В последние годы появилась точка зрения, согласно которой в длительном развитии этих месторождений выделяются этапы: первичного осадочного отложения рудообразующего вещества и последующего эпигенетического преобразования под воздействием воды.

В качестве примера амагматогенных проявлений, связанных с определенными стратиграфическими уровнями карбонатных толщ, можно назвать Сардана (Южная Якутия). Здесь основными являются галенит-сфалериты с преобладанием сфалерита. Большинство рудных тел приурочено к крыльям складов, а сами рудные зоны имеют согласное залегание с вмещающими породами, являющимися эпигенетическими доломитами. Руды образуют полосы вкрапленной и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации, при этом рудные минералы замещают доломиты, нередко наследуя текстуры последних.

К рудным месторождениям, образовавшимся путем замещения карбонатных пород, относятся и пластовые карбонатные руды железа. Из представителей таких месторождений назовем магнезиальные сидериты Бакальского месторождения Южного Урала. В пользу «вадозно-гидротермального» [Чухров, 1974] происхождения руд Бакальского месторождения свидетельствует изотопный состав серы сульфидных минералов и барита: величины  $\delta^{34}\text{S}$  изученных образцов указывают на биогенную природу серы. Металлогеническая специализация отдельных регионов, где развиты месторождения, образовавшиеся из термальных растворов вадозной природы, отражает геохимические особенности тех пород, среди которых происходило движение этих растворов.

Приведенные примеры убедительно свидетельствуют о громадной роли воды при формировании различных типов рудных месторождений.

Как показали исследования В. Л. Барсукова и И. Д. Рябчикова (1980), в процессах гидротермального рудообразования во многих случаях один и тот же результат может быть получен с участием ювенильной водной фазы и при движении нагретых вадозных растворов. «По мере затвердевания и появления трещин в магматическом теле, — пишут авторы (с. 1442), — циркуляция нагретых вадозных вод часто распространяется и на его объем, в связи с чем участие внемагматических компонентов возможно при формировании месторождений, даже залегающих внутри интрузивов».

Необходимо учитывать также, что в большинстве случаев магма внедряется в породы, содержащие подземные воды, прогрев которых приводит к возникновению конвектирующих гидрогеодинамических систем. Поэтому если ранние высокотемпературные стадии формирования гидротермальных месторождений связаны с кислым магматизмом и характеризуются доминирующей ролью первично-магматической воды, то на протяжении средне- и низкотемпературных стадий в процессе участвуют главным образом инфильтрационные воды.

Очень большая роль принадлежит экзогенным морским водам в мобилизации рудных компонентов из основных магматических пород, являющихся источником металлов для некоторых типов гидротермальных месторождений. Примером последних являются железо-медные месторождения типа Троодоса (Кипр), мобилизация, перенос и отложение металлов при формировании которых происходят в результате взаимодействия нагретой морской воды с основными породами океанического дна.

Несомненно прав основатель учения о гидрогеологии мерзлой зоны А. В. Львов (1916), который считал, что рудные месторождения, зоны ми-

нерализации и кварцевые жилы нужно рассматривать как окаменелые источники, а ныне действующие минеральные источники — как формирующиеся на наших глазах месторождения.

В подтверждение сказанному следует суммировать приводившиеся сведения (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология и Гидрогеохимия») о рудообразующей деятельности современных металлоносных гидротерм.

Рудообразующая деятельность современных металлоносных гидротерм. Хорошо известными районами активного проявления современных металлоносных гидротермальных систем являются океанические и континентальные рифтовые впадины и области долгоживущих вулканических аппаратов.

Л. М. Лебедев (1975) среди известных в настоящее время металлоносных гидротерм различает следующие: 1) хлоридные натриево-кальциевые рассолы; 2) низкоминерализованные хлоридные, сульфатные и гидрокарбонатные натриевые воды областей современного и молодого вулканизма; 3) ультракислые сульфатно-хлоридные воды аппаратов действующих вулканов.

Характерными представителями современных металлоносных гидротерм являются рассолы Красного моря, п-ова Челекен (Западная Туркмения) и геотермального района Салтон-Си (Калифорния).

В рифтовой долине Красного моря установлены три глубоководные впадины: Атлантис-II, Дискавери и Чейн, которые заполнены горячими рассолами, резко отличающимися по своему составу от морской воды. Впадина Атлантис-II (глубина до 2170 м) заполнена рассолами, имеющими температуру более 50°C, а осадки нагреты до температуры, превышающей 60°C. Во впадине Дискавери рассолы имеют температуру около 45°C, в Чейн — 34°C. Основная разгрузка происходит в пределах впадины Атлантис-II, из которой они переливаются в соседние впадины — Дискавери и Чейн. Состав рассолов впадин Красного моря характеризуется преобладанием хлоридов натрия, минерализацией до 300 г/л, значениями *pH* порядка 5—6 и отрицательными значениями *Eh*. Им присуща высокая концентрация железа, марганца, свинца, цинка, меди и других металлов, в тысячи раз превышающая кларк морской воды.

Среди рудных элементов в осадках впадины Атлантис-II содержится свинец, который в своем распределении прямо коррелируется с медью и цинком и не коррелируется с железом и марганцем. Скорость накопления рудных осадков составляла не менее 40 см за 100 лет. В них содержатся те же элементы, которые характерны для жильных сульфидных месторождений железа, цинка, меди и свинца, но рудные минералы во впадине Атлантис-II концентрируются не по трещинам и разломам, а образуют рассеянную вкрапленность. Содержание окислов (%) достигает: железа — 67, марганца — 35, цинка — 12 и меди — 4,5, т. е. больше, чем в других крупных морских осадочных месторождениях. Общие запасы руды в верхних десяти метрах осадков составляют 83 млн. т, а ее стоимость 2,5 млрд. дол. [Современное гидротермальное рудоотложение, 1974].

Причиной выпадения осадков считается эффект смешения глубинных рассолов с кислородсодержащими морскими водами Красного моря. Осадкообразование можно рассматривать как современный гидротермально-осадочный процесс формирования сульфидных и окисных гидротермально-осадочных руд.

На основании детального изучения осадков впадин Красного моря Д. Л. Бишофф (1974) дал схему процессов осаждения минеральных фаз (рис. 6.3) и выделил семь основных фаций осадков: 1) детритовую; 2) железистого монтмориллонита; 3) гетит-аморфную; 4) сульфидную; 5) манганосидеритовую; 6) ангидритовую; 7) манганитовую.

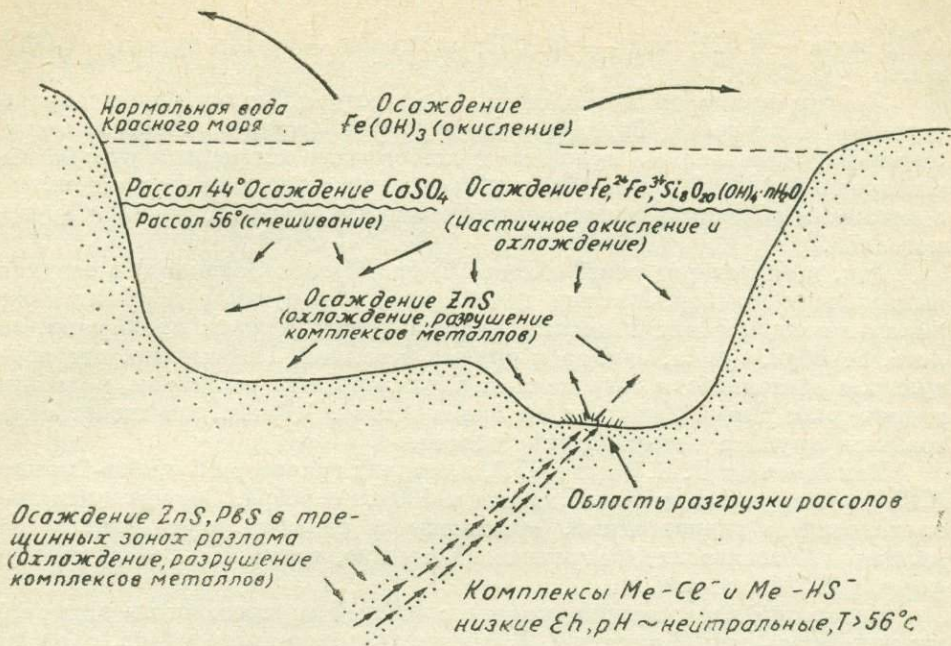


Рис. 6.3. Схема процессов осаждения минеральных фаз из термальных рассолов во впадине Атлантик-II Красного моря [Бишофф, 1974].

С точки зрения изучения процессов современного рудообразования интерес представляют металлоносные термальные рассолы п-ова Челекен [Лебедев, 1975]. Они характеризуются хлоридным кальциево-натриевым составом, общей минерализацией 230—290 г/л и повышенными содержаниями вода (до 25 мг/л), брома (до 450 мг/л), а также бора, стронция, свинца, меди, цинка, кадмия и таллия. Температура достигает 81—98°C. В зонах тектонических нарушений рассолы обогащены сероводородом (до 36 мг/л).

Для Челекенского месторождения установлены такие предельные содержания тяжелых металлов в рассолах (мг/л): свинец до 10—200, медь — 3—15; цинк — 9, кадмий — 2—8,5; таллий — 3. Л. М. Лебедевым подсчитано, что количество выносящихся термальными рассолами Челекена металлов за один год составляет (т): свинца 300—350, цинка 50, меди 24—35, кадмия 18—24, бора 1200, стронция 7200.

Горячие углекислые металлоносные рассолы геотермального района Салтон-Си вскрыты в 1961—1962 гг. близ Ниланда на глубине около 1600 м [White и др., 1963].

Впадина оз. Салтон-Си является продолжением рифтовой зоны Калифорнийского залива на континенте, это район современной активизации, ограниченный глубинным разломом Сан-Андреас. Рассолы с температурой около 300°C хлоридного натриевого типа есть не что иное, как пароводяная смесь высокой минерализации (более 300 г/л). В газовом составе преобладает углекислый газ (93%). При откачке на стенках обсадных труб появлялся темный осадок — железистый опал, содержащий многие элементы, обычно встречающиеся в рудных месторождениях. По существу рудоносные опаловые осадки — это современные аналоги медных и медно-серебряных руд более древних месторождений. В рассоле присутствует (г/кг): натрия — 54; калия — 23,8; кальция — 40; хлора — 184; алюминия — 0,45; стронция — 0,41—0,71; бария — 0,2; цинка — 0,97; бора — 0,32; магния — 0,30 и 0,32; рубидия — 0,15 и 0,17; цезия — 0,02 и 0,022; свинца — 0,10; фтора — 0,612 и 0,018; брома — 0,10 и

0,15; иода — 0,022; меди — 0,0037; мышьяка — 0,014; сурьмы — 0,0005; олова — 0,00065.

Другим примером металлоносных гидротерм, получившим широкое развитие в пределах Тихоокеанского вулканического пояса, являются низкоминерализованные щелочные и слабокислые хлоридные, сульфатные и гидрокарбонатные термы областей современного и молодого вулканизма, с которыми связаны рудопроявления мышьяка, сурьмы, ртути и других металлов.

Так, в гидротермальной области Таупо (Новая Зеландия) в осадках, выпадающих из горячих вод источников, обнаружены исключительно высокие концентрации мышьяка, сурьмы, ртути, таллия, вольфрама, золота, серебра, цинка, свинца и других металлов. Подсчитано, что в результате деятельности современных металлоносных растворов, подобных гидротермам Новой Зеландии, за время всего в 100 тыс. лет может образоваться крупное месторождение золота.

Как отмечает Д. Е. Уайт (1977), в осадках гидротерм Стимбот-Спрингс (США) обнаружено до 10 г/т золота и 400 г/т серебра. Современными металлоносными гидротермами, отлагающими сульфид ртути (киноварь), являются Апацелевские источники на Камчатке, источники Эмеди в Калифорнии (США) и др.

Интересны и рассматривавшиеся в «Общей гидрогеологии» гидротермы кальдеры Узон (Камчатка). Единство тектонического плана, сходство фаций гидротермально измененных пород и характер металлогенической специализации холодных и горячих полей Узона позволяют предполагать, что с начала и до настоящего времени (около 1 млн. лет) гидротермальный процесс имел одинаковый характер. Максимально отражают состав рудообразующих глубинных металлоносных гидротерм Узона хлоридные натриевые воды, поступающие по глубинному субширотному разлому. Они перегреты (до 105°C), имеют минерализацию до 3—4 г/л и обогащены кремнеземом, бором, редкими щелочами, рудными компонентами и битумами, особенно нефтью.

Кальдера Узон по гидрогеологическим условиям, в том числе наличию вертикального глубинного разлома с восходящим по нему потоком металлоносных гидротерм, может рассматриваться как классическое гидротермальное месторождение сульфидного типа с ярко выраженной современной гидрогеохимической, металлогенической и метасоматической зональностью. Здесь формируется гидротермальная залежь, которая по ведущим рудным компонентам определяется как ртутно-сурьяно-мышьяковая.

Вне районов современной вулканической деятельности примером проявления современных металлоносных гидротерм рассматриваемого типа может служить Байкальская рифтовая зона.

Как показал И. С. Ломоносов (1974), естественные очаги разгрузки современных гидротерм этого региона приурочены к пересечению различного рода поперечных разломов фундамента со структурой активизированной рифтовой зоны или параллельными ей глубинными разломами. Четкость, с которой выходы гидротерм коррелируются с местами пересечения этих систем нарушений глубокого заложения, не оставляет сомнения в имеющейся между ними прямой генетической связи.

По минеральному составу продукты отложений современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны подразделяются на три типа — карбонатные, кремнистые и сульфатные. Карбонатные отложения — туфы и травертины — формируются углекислыми термами, кремнистые — гейзерит-азотными, существенно сульфатные продукты отложений характерны для азотных высокотемпературных вод. Наибольший интерес по сложности минеральных ассоциаций (табл. 6.3) представляют продукты деятельности самых высокотемпературных источников с азотными тер-

Последовательность выделения минералов Гаргинского источника, Байкальская рифтовая зона [Ломоносов и др., 1977]

Образования	Минеральный состав		Доля Pb-206, %	Pb, мг/л	MnO, %
	Зима	Лето			
Современные (1971 г.)	Ярозит, сульфогалит, глауберит, тенардит, гипс, кальцит, шайрерит	Цеолиты, опал, гипс, кальцит	24,2	0,4	0,50
Ранние	Ярозит, глауберит, тенардит, гипс, манган- кальцит, шайрерит	Ярозит, гипс, цео- литы, опал, манган- кальцит	29,1	1,4	2,00
Древние (воз- раст не более 30 тыс. лет)	Пирит, манганкаль- цит, радиокальцит, гипс с гидроокислами марган- ца		37,2	2,0	9,79

мами — Гаргинского (76°C) и Ципинского (81°C). Термы содержат фтор (до 7,5%). Присутствие сульфидов цинка (2,32%), железа и марганца (до 5,7%) в осадках позволило А. В. Николаеву (1929, с. 99) полвека назад высказать мысль о том, что здесь «мы имеем одну из стадий происходящего на наших глазах образования месторождений полиметаллических руд, главным образом цинковых».

В целом современными гидротермами Прибайкалья ежегодно выносятся сотни тонн фтора, алюминия и других металлов и неметаллов. Достаточно сказать, что только в Баргузинском артезианском бассейне при модуле подземного стока гидротерм 0,05 л/с·км<sup>2</sup> выносятся 200 т фтора, 6 т железа и 2,5 т алюминия в год.

Следующим примером современных металлоносных гидротерм могут служить ультракислые сульфатно-хлоридные гидротермы вулканических аппаратов, для которых характерны рудные ассоциации цинка, свинца, меди, мышьяка, реже кадмия, серебра, молибдена и вольфрама. С деятельностью кислых гидротерм связано образование серных, железных и других руд и интенсивное преобразование вмещающих пород, приводящее к их алунитизации, опализации, аргиллитизации и т. д.

Температура кислых гидротерм составляет 100°C, реже более, а значения *pH* колеблются от 0,02 до 3,5. Минерализация изменяется в широких пределах (от 2 до 20 г/л). Характерно присутствие свободных соляной и серной кислот.

Деятельность этих гидротерм вызывает образование крупных месторождений вулканической серы. Так, в Японии из шахт добывается 200—240 тыс. т в год очищенной серы. Осаждение и накопление серы сопровождается выпадением в осадок сульфидов железа — пирита, и марказита, реже только пирита.

К кислым относятся гидротермы вулканов Эбеко и Менделеева (Курильские острова), известны они на островах Тайвань, Ява, в Новой Зеландии, Боливи и других районах Тихоокеанского кольца.

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы вулкана Менделеева, по данным Л. М. Лебедева, содержат (мг/л): цинка от 1 до 6; свинца от 0,1 до 1,0; меди от 0,001 до 0,01; мышьяка от 0,5 до 3,5; сурьмы от 0,007 до 0,019. Еще большая концентрация металлов отмечается в скважинах глубиной от 80 до 140 м, пробуренных на северо-восточном склоне вулкана. При температуре гидротерм 124—128°C и *pH* 2,08—2,46 содержание (мг/л) цинка достигает 7,6; меди 2,0; свинца 1,1; мышьяка 10. Хлоридно-сульфатные натриевые термы вулкана Эбеко [Басков, Суриков, 1975] также содержат перечисленные элементы, хотя и в меньшем количестве.

Подведем некоторые итоги. Источниками «рудного груза» могут быть: 1) подкоровая базальтоидная и коровая, преимущественно гранитоидная, магмы, выделяющие при остывании водяные пары, газы и другие летучие рудные и нерудные компоненты; 2) осадочные и кристаллические породы, высвобождающие при метаморфических преобразованиях как свободную, так и связанную воду, обогащающуюся рудными компонентами за счет мобилизации из вмещающих пород; 3) кристаллические и осадочные породы, из которых мобилизация рудных компонентов идет путем выщелачивания и растворения водами метеорного происхождения.

Образование гидротермальных месторождений вызвано не только высокой концентрацией металлов в гидротермальных растворах. Наряду с этим в концентрации рудных компонентов важны благоприятные условия для их осаждения — *геохимические барьеры* (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») и *структурные ловушки*.

Основными геохимическими барьерами для гидротермальных систем являются термодинамические, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные.

С первыми по мере падения температуры и давления связано разрушение минеральных комплексов и понижение растворимости, что приводит к осаждению раствора «рудного груза» и формированию рассеянной минерализации. В концентрировании металлов и образовании месторождений решающую роль играют окислительно-восстановительные, особенно сероводородный (сульфидный), а также щелочной и кислый барьеры. На сероводородном барьере происходит локализация разнообразных сульфидных руд; на кислом — олова, вольфрама, редких щелочей; на щелочном — жильных гидротермальных и скарновых месторождений молибдена, полиметаллов и т. д.

Если геохимические барьеры обусловлены резким изменением термодинамических свойств и физико-химического состояния гидротермальных растворов, то структурные ловушки представляют мощные покрывки, литологические контакты разновозрастных образований и другие геолого-тектонические барражи, т. е. *геодинамические барьеры*. Отсутствие геохимических барьеров и благоприятных структурных условий ведет к рассеянию поступающих с гидротермами рудных компонентов, тогда как при их наличии происходит формирование гидротермальных месторождений.

## 6.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ГИПЕРГЕННЫМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕМ

Гипергенное минералообразование протекает в условиях низких температур и давлений в приповерхностной части земной коры — зоне интенсивного водообмена. Для гипергенеза характерно разрушение и преобразование горных пород. Например, применительно к сульфидным месторождениям в гипергенные процессы объединяют зону их окисления и нижележащую зону цементации (вторичного обогащения). Выветривание и цементация — разнонаправленные процессы. Если с выветриванием связано удаление из пород и минералов водных и присоединение воздушных мигрантов, то для цементации, наоборот, характерно накопление водных мигрантов, осаждение минералов из растворов и т. д.

Агентами формирования и разрушения месторождений полезных ископаемых в зоне гипергенеза являются вода, кислород, углекислота, другие кислоты, жизнедеятельность организмов и колебания температуры. Однако главная особенность «всех гипергенных процессов состоит в огромной роли жидкой воды» [Перельман, 1968, с. 5]. По данным В. И. Смирнова (1976), действие воды при преобразовании горных пород в зоне гипергенеза включает: 1) растворение, перенос и отложение при-

Химические реакции при выветривании

Элемент	Реакция	Продукт	Растворимость
Fe	Окисление	Гематит	Нерастворим
Fe	Окисление с гидратацией	Лимонит	»
Fe	Редкое растворение в углекислоте	Ионы $Fe^{2+}$	Растворимы
Ca	Растворение в углекислоте	Ионы $Ca^{2+}$	»
Mg	То же	Ионы $Mg^{2+}$	»
Na	Гидролиз или карбонатизация	Ионы $Na^+$	»
K	Гидролиз или карбонатизация, иногда связывается или выносится в небольших количествах	Адсорбция глиной	Нерастворим
$SiAlO_n$	Гидролиз	Глинистые минералы Гидратированный кремнезем	Нерастворимы Растворим
$SiO_2$	Слабое растворение	Кварц и халцедон	Ограниченно растворимы

родных химических соединений; 2) растворение твердых, жидких и газовых аггессоров (кислорода, углекислоты, кислоты и др.) и доставка их на участки разрушения горных пород; 3) разложение породообразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе; 4) регулирование физико-химической обстановки, обусловленное вариациями ее кислотности — щелочности ( $pH$ ), окислительно-восстановительного потенциала ( $Eh$ ) и химического состава растворенных веществ.

С геохимической точки зрения зона гипергенеза представляет зону концентрации многих элементов. В ней возникают месторождения железа, марганца, алюминия и других металлов, нерудного сырья и горючих полезных ископаемых. Происходящая тут биогенная, физическая, химическая и механическая миграция элементов создает все многообразие осадочных пород и полезных ископаемых. Элементы в зоне гипергенеза перераспределяются и образуют новые минеральные ассоциации. Химическое выветривание пород происходит в результате действия реакций, среди которых назovem гидролиз, окисление, ионный обмен, карбонатизацию, гидратацию, комплексообразование, диализ и простое растворение. Поведение главных элементов литосферы приведено в табл. 6.4, составленной У. Келлером [Войткевич, Закруткин, 1976].

В результате выветривания образуются растворимые и нерастворимые продукты. Особенно большое значение в перераспределении элементов в зоне гипергенеза играет интенсивность водной миграции, определяемая с помощью коэффициента водной миграции ( $K_x$ ), и концентрация элементов на геохимических барьерах (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия»).

А. И. Перельманом (1979) разработана геохимическая классификация элементов по их поведению в гипергенных процессах. В основу этой классификации положены формы, интенсивность и контрастность миграции химических элементов, их способность концентрироваться на геохимических барьерах, способность мигрировать в природных водах в катионной или анионной форме. В зависимости от типов миграции элементов в зоне гипергенеза им выделено четыре группы экзогенных месторождений.

1. Месторождения, формирование которых обязано механической миграции (россыпи).

2. Месторождения, формирование которых происходит вследствие физико-химической миграции: а) месторождения остаточные — элювиаль-

ные бокситы, редкоземельные, железные и никелевые руды коры выветривания, гипс («гипсовая шляпа») и др.; б) месторождения инфильтрационные, руды которых отложились из вод на геохимических барьерах.

3. Месторождения, формирование которых связано с биогенной миграцией, — каустобиолиты, органометаллические известняки, кремнистые породы, фосфаты, нитраты (гуано) и др.

4. Месторождения, сформировавшиеся вследствие техногенной миграции, — искусственные месторождения солей и др.

Из многочисленных гипергенных месторождений, обязанных деятельности подземных вод, особый интерес представляют месторождения 2-й группы — остаточные и инфильтрационные.

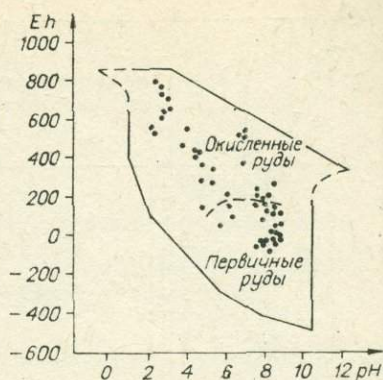
Формирование остаточных месторождений связано с изменением положения уровня подземных вод. Этот тип месторождений развивается в зоне аэрации синхронно погружению уровня подземных вод как результат сопровождающего этот процесс химического разложения пород.

Среди остаточных месторождений широким распространением пользуются латеритные бокситы, представляют которые, в частности, кайнозойские бокситовые залежи Западного Прибайкалья. Наиболее благоприятные условия для их формирования сложились к концу палеоцена — началу эоцена. В обстановке теплого и влажного климата на площадях, испытывающих поднятие, из-за понижения уровня подземных вод происходил интенсивный дренаж пород. Высокие скорости фильтрации обеспечивали быстрое удаление из системы растворенного кремнезема, концентратия которого в процессе выветривания поддерживалась на уровне, способствующем генерации гидратов глинозема. Другими словами, скорость удаления водами кремнезема из элювиальных горизонтов превышала или равнялась скорости его высвобождения из минералов. Контроль минерального состава продуктов преобразования исходного материала (глинистый компонент терригенно-карбонатных пород средне-верхнекембрийских осадков) осуществлялся под влиянием гидродинамического режима, что подтверждается вертикальной минералогической дифференциацией профилей выветривания. По мере замедления фильтрации вод с поверхности на глубину, гиббситовая зона сменяется сначала каолинитовой, а затем каолинит-гидрослюдистой.

Не менее интересными представителями месторождений остаточного генезиса являются сульфидные руды зон окисления. Выбор в качестве примера сульфидных руд зоны окисления объясняется тем, что залежи последних вблизи земной поверхности претерпевают наиболее радикальное изменение при выветривании и в зависимости от положения уровня подземных вод подвергаются или интенсивному разрушению, или, наоборот, формированию обогащенных руд.

С. С. Смирнов (1955) рассмотрел процесс гипергенного минералообразования на классическом примере Нерчинских месторождений сульфидных руд Восточного Забайкалья. Развитие зоны окисления происходит здесь даже на участках, где имеют место многолетнемерзлые породы. Особенно интенсивно залежи подвергались окисляющему воздействию поверхностных агентов в палеогене, неогене и начале антропогена, когда климат был значительно более теплым. Большинство месторождений залегает в карбонатных вмещающих породах, сравнительно легко растворимых, поэтому воды, окисляя сульфидные месторождения, становятся агрессивными и по отношению к вмещающим породам. Тогда, естественно усиливается карстовый процесс. «Окисление само прокладывает себе путь в глубину, достигая часто весьма низких горизонтов, и именно в карбонатных породах мы встречаемся с наиболее глубокими зонами окисления. Так, например, в Тинтик (Юта, США) в некоторых случаях окисленные руды спускаются до 500 м и более, значительно глубже самого низкого стояния уровня грунтовых вод» [Смирнов, 1955, с. 59]. С. С. Смирнов под-

Рис. 6.4. Диаграммы  $Eh - pH$  рудничных вод [Гаррелс, Крайст, 1968].



черкивает, что окисление руд происходит по серии трещин, а не по всей массе породы, поэтому в зоне окисления встречаются блоки сравнительно слабо измененного материала. Месторождения Восточного Забайкалья, залегающие в карбонатных породах, окислены на большую глубину по сравнению с месторождениями, где вмещающими являются некарбонатные породы.

Рудные тела в Восточном Забайкалье на 50% и более состоят из сульфидов. Жильный кварц и карбонаты имеют подчиненное значение. Так как среди сульфидов преобладает пирит, а карбонаты более или менее равномерно распределены в рудной массе, то рудные тела окисляются интенсивно. Реже встречаются кварцевые руды, в которых сульфидные зерна и их агрегаты как бы зацементированы в кварцевой массе. При прочих равных условиях кварцевые руды оказываются более слабоокисленными.

К числу факторов, благоприятствующих развитию зоны окисления в Восточном Забайкалье, относится гипсометрическое положение месторождений относительно уровня грунтовых вод: превышение рудных выходов над основными дренами достигает 100—200 м. Наиболее мощную зону окисления имеют богатые карбонатами и пиритом галенит-сфалерит-пиритовые, а также сидеритовые месторождения. Граница окисленных и неокисленных руд (нижняя граница зоны окисления) чаще всего неровная. «Что же касается зоны вторичного обогащения, зоны цементации, то, насколько можно судить по имеющимся скудным данным, зона эта в Перчинских месторождениях полностью отсутствует. Цинк, свинец, мышьяк и сурьма вообще, как известно, не дают подобных зон. Медь — единственный, по существу, металл, дающий хорошо сформированные зоны обогащения, присутствует в рассматриваемых рудах в совершенно ничтожных количествах» [Смирнов, 1955, с. 65].

Гипергенное минералообразование приводит к концентрации и рассеянию рудных элементов. Свинец в зоне окисления содержится в том же количестве, что и в сульфидных неокисленных рудах. Цинк интенсивно выносится за пределы рудного тела, образуя скопления карбонатов цинка, часто изолированные от основного рудного тела. Часть цинка попадает в грунтовые воды и претерпевает рассеяние. Мышьяк также выносится за пределы месторождений. Миграция серебра в условиях Перчинских месторождений не проявляется, но установлен факт повышенной концентрации серебра в зонах окисления, богатых марганцем.

Направленность гипергенного минералообразования на сульфидных месторождениях (на примере Восточного Забайкалья) легко объясняют диаграммы устойчивости минералов ( $Eh - pH$ ), из которых следует, что в рудничных водах значения окислительно-восстановительного потенциала и показателя водородных ионов характеризуются широким разбросом (рис. 6.4). В то же время окисленные руды отчетливо отделяются от первичных руд по положительным значениям  $Eh$  и низким величинам  $pH$ .

Весьма интересны с точки зрения роли подземных вод в формировании месторождений выветривания месторождения зоны окисления богатых сульфидных (колчеданных) руд, так называемые «железные шляпы». Типичным примером таких месторождений может служить месторождение Майкаин в Казахстане, описанное В. В. Аристовым [Крейгер и др., 1958].

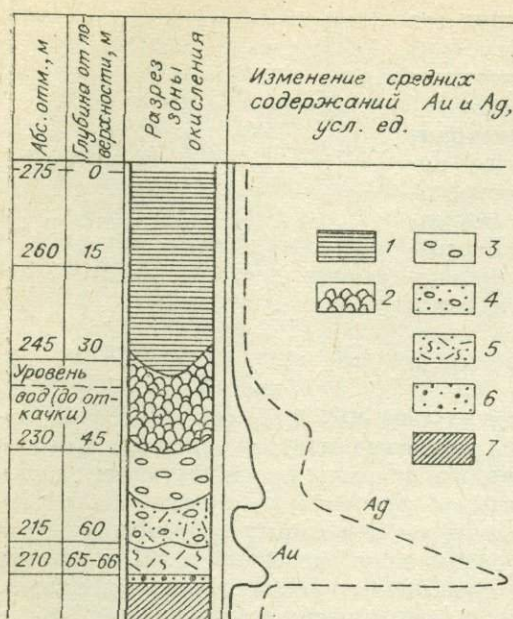


Рис. 6.5. Локализация колчеданных руд в зоне окисления [Крейтер и др., 1958].

1 — глины; 2 — бурые железняки; 3 — прозиты; 4 — кварц-баритовая сыпучка с ярозитом; 5 — кварц-баритовая сыпучка с серой; 6 — колчеданная сыпучка; 7 — колчеданные руды.

Рудное поле Майкаина включает ряд рудных тел, из которых колчеданная залежь С характеризуется наиболее полно развитой зоной окисления (64—66 м). Преимущественным распространением пользуются кварц-барит-колчеданные руды, содержащие до 80% пирита.

Бурые железняки, слагающие основную по объему часть «железной шляпы», залегают под глинами; их нижняя граница находится на уровне подземных вод (рис. 6.5), лишь иногда опускается на 5—7 м

ниже. Под ними расположена подзона ярозитов мощностью до 10—12 м. Еще ниже находится подзона кварц-баритовых и колчеданных «сыпучек», происхождение которых обязано деятельности подземных вод.

Механизм обогащения золотом зоны окисления представляется в следующем виде. Верхняя часть зоны окисления приходится на область аэрации, где воды инфильтруются в вертикальном направлении, нижняя же ее часть лежит в области насыщения, под уровнем грунтовых вод, где происходит горизонтальное перемещение подземных вод. Подзона «сыпучек» всегда связана с уровнем грунтовых вод и находится, как правило, ниже этого уровня, в подзоне выщелачивания. В условиях интенсивного движения грунтового потока продукты окисления особенно легко выносятся за пределы рудного тела, оставляя на месте нерастворимый жильный материал, который в дальнейшем цементируется различными гипергенными минералами. Отложение последних, так же как и перераспределение остаточных первичных минералов, происходит по пути движения грунтового потока, имеющего почти горизонтальное направление. Подтверждением сказанному на рассматриваемом месторождении является горизонтальная слоистость «сыпучек» и «обтекание» плотных выступов (водоупоров) в подзоне выщелачивания, а также на аналогичных месторождениях типа Джусалы, Блявы и др.

Из месторождений зоны гипергенеза, руды которых образовались из подземных вод на геохимических барьерах, наиболее известны инфильтрационные месторождения урана, изученные хорошо в Японии. Кроме урановых известны гидрогенные месторождения золота, меди, железа и других металлов.

В Японии выявлено более 100 гидрогенных месторождений и рудопроявлений урана в песчаниках и конгломератах, выполняющих депрессии на кристаллическом основании. По данным С. Хаяши [Hayashi, 1970], пластовые залежи, связанные с речными или озерными отложениями неогена, локализуются в углублениях фундамента и обычно приурочены к основанию осадочной толщи, располагаясь непосредственно на гранитах (рис. 6.6). Источником образования подобных месторождений являются высокорadioактивные подстилающие граниты. Промышленные концентрации урана возникают при направленном движении вод в сис-

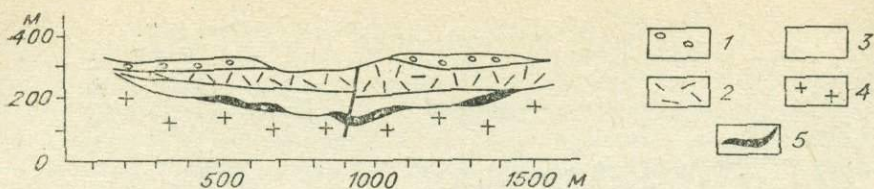


Рис. 6.6. Схематический разрез гидрогенного месторождения Тоно, Япония [Hayashi, 1970].

1—3 — неогеновые отложения: 1 — группа Сето, 2 — группа Мицунэми, 3 — группа Накамура; 4 — граниты; 5 — рудная залежь.

теме палеорусел и в осадочных третичных породах, характеризующихся восстановительной обстановкой.

Гидрогенные месторождения урана создавались практически в течение всей геологической истории земной коры. Так, по данным японского геолога Н. Катаямы [Смирнов, 1976], среди гидрогенных месторождений в конгломератах и песчаниках могут быть выделены образования: нижнего палеозоя (Витватерсранд в Южной Африке, Бленд Ривер в Канаде), каменноугольные (Вогезы во Франции, Вал Рендена в Италии), пермские (Лодев во Франции, Прит в Италии), триасовые (некоторые месторождения Колорадо и Юты в США), юрские (некоторые месторождения Нью-Мексико в США), меловые (Блэк-Хиллс в Южной Дакоте, США), эоценовые (Гэс Хиллс и другие в Вайоминге, США), олигоценовые (Сан-Пьерр во Франции, Кэрис в США), миоценовые (Мэйбл Бэджс в Колорадо, США), плиоценовые (Оулецца и Пэлинджейна в США, Нинта Тота в Японии).

Основными факторами, приводящими к формированию гидрогенных месторождений урана, В. И. Смирнов (1976) считает: наличие источников выщелачивания этого металла, какими могут быть его месторождения разного генезиса, а также непромышленная рассеянная минерализация в горных породах различного происхождения; условия для свободного движения подземных вод, определяющиеся оптимальной проницаемостью горных пород вследствие их естественной пористости или трещиноватости; наличие осадителей урана на путях движения урансодержащих растворов.

Характеризуя геохимию урана в зоне гипергенеза, А. И. Перельман указывает на контрастность его водной миграции. «Поведение урана, — пишет он (1979, с. 322), — в зоне гипергенеза определяется его слабой биофильностью, энергичной водной миграцией в окислительной обстановке (как кальций, магний, натрий, стронций, фтор, цинк) и слабой миграцией в восстановительной (как алюминий, титан, цирконий, торий, торон). Это приводит к концентрации урана на сероводородном и глеевом восстановительных барьерах». Рудные тела урановых гидрогенных месторождений приурочены к напорным водоносным горизонтам и не подчиняются стратиграфическому и фациальному контролю (рис. 6.7).

Примечательно для инфильтрационных месторождений соответствие минералого-геохимической зональности в породах и гидрогеохимической зональности в подземных водах, что свидетельствует о продолжающемся в настоящее время рудообразовании и, следовательно, формировании современных гидрогенных месторождений не только урана, но и других полезных ископаемых.

К своеобразным гипергенным месторождениям относятся золотосные россыпи. Если до недавнего времени формирование россыпей объяснялось механической миграцией золота при разрушении его коренных месторождений (1-я группа экзогенных месторождений, по А. И. Перельману), то в последние годы установлено вторичное обогащение россыпей золота за счет химического переотложения и укрупнения золотинок, что

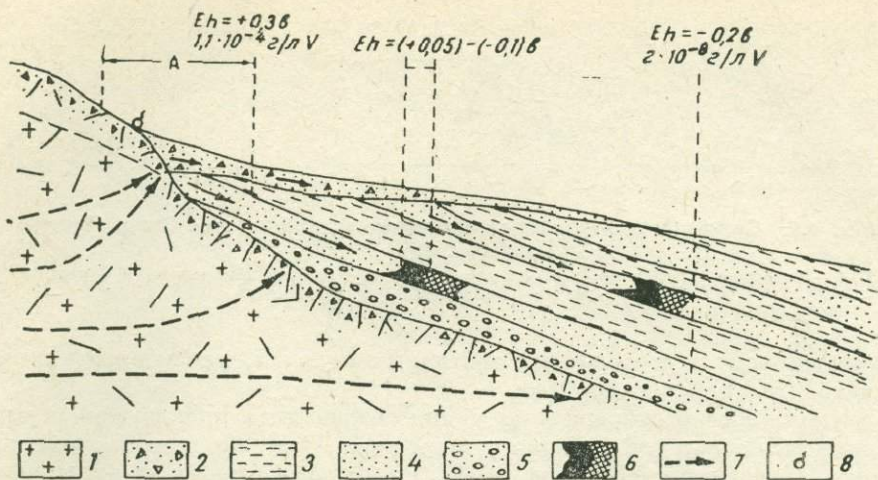


Рис. 6.7. Схема локализации рудных залежей в свите осадочных пород (по А. И. Перельману).

1 — трещиноватые граниты; 2 — дельтавно-пролювиальные отложения; 3 — глинистые водоупорные породы; 4 — песчаные водопроницаемые породы; 5 — конгломераты; 6 — рудные залежи; 7 — направление движения вод; 8 — источник. А — зона подпора вод и засоления пород.

наблюдается в водах гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого и кальциевого состава, где золото мигрирует в виде незаряженных частиц, способных образовывать коллоиды. От общей массы россыпного золота «новое» составляет 15—40%, а по отдельным золотинам достигает 50—70%, при этом возможно два пути образования «нового» (гидрогенного) золота — коллоидный и кристаллический (из коллоидных и ионных растворов).

### 6.3. СОЛЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вода играет исключительную роль в жизни соляных месторождений. Она их создает: солеобразование, именуемое *галогенезом*, представляет процесс поверхностного концентрирования природных вод, который приводит к выпадению в осадок солей и формированию насыщенных рассолов. Но она же изменяет и, если не является насыщенной, постепенно уничтожает залежи солей. И соли, и появляющиеся при галогенезе рассолы — в подавляющей массе результат испарения\*, поэтому их часто, особенно в зарубежной литературе, называют соответствующим термином «эвапориты» (продукты испарения — с англ.). Выделяют континентальный и морской виды галогенеза.

Начальным этапом континентального галогенеза является выщелачивание солей из горных пород. Затем соли переносятся поверхностными потоками или подземными водами в бессточные впадины. На континенте (как в прошлом, так и в современную эпоху) формировались преимущественно месторождения соды, сульфатов — гипса и ангидрита (реже сульфатов натрия и магния), а также редкие залежи галита. Скопления калийных солей не установлено. Континентальные условия характеризуются переслаиванием солей с терригенными породами и в общем небольшой (менее 10 м) мощностью отдельных пластов и линз соли (лишь иногда она достигает более 100 м).

\* Соли и рассолы могут также образовываться при вымораживании, вследствие чего термин «эвапориты» для них не совсем точен. (Прим. отв. ред.).

В морских условиях, наоборот, образуются пласты солей достаточной большой мощности. Длительное время месторождениям этого вида приписывалось исключительно лагунное происхождение, т. е. образование при испарении воды в медленно прогибающихся мелководных (от нескольких сантиметров до нескольких метров) водоемах, отшнурованных баром от моря. Общее признание имела «баровая» гипотеза К. Оксениуса, в соответствии с которой соленакopление имеет место в лагунах типа Кара-Богаз-Гол, куда через порог периодически или постоянно поступает морская вода. Однако новый фактический материал заставил от нее отказаться: мощные соленосные формации прошлого, если не все, то в подавляющем своем большинстве вовсе не являются лагунными [Яншин, 1977].

В последние годы получила признание гипотеза глубоководного морского соленакopления. Ее сторонники считают, что накопление мощных соленосных толщ происходит при соблюдении таких условий: во-первых, климат — сухой и теплый; во-вторых, солеродный бассейн изолирован или полуограничен и в него систематически поступает морская вода со стороны мелководного порога; в-третьих, дно бассейна прогибается. Глубоководный генезис соленосных толщ подтверждается многими фактами — наличием базальных сапропелевых слоев, содержащих значительные концентрации сульфидов металлов (например, медистые песчаники в основании цехштейна Центрально-Европейской депрессии); битуминозностью ангидритов и обломочных пород, что позволяет говорить о резко восстановительных условиях, чего не может быть в мелкой лагуне и т. д. Мощность морских галогенных формаций составляет сотни, а иногда превосходит тысячу метров, площадь распространения достигает 250—700 тыс. км<sup>2</sup>.

Р. Ф. Шмальц (1972) выделяет пять стадий развития глубокого эвапоритового бассейна: начальную, эвксиническую, эфемерную эвапоритовую, устойчивую эвапоритовую и конечную. В начальную стадию диапазон изменения плотности воды в бассейне невелик (1,02—1,03 г/см<sup>3</sup>). Испарение с поверхности водного бассейна увеличивает плотность воды, и более плотные воды опускаются ко дну. В тропических областях в начальную стадию осаждаются карбонат кальция. Эвксиническая стадия характеризуется плотностью морской воды 1,02—1,08 г/см<sup>3</sup>. Плотные воды опускаются. В донных осадках создаются резко восстановительные условия, возможно сопровождаемые высвобождением сероводорода. Последний взаимодействует с ионами металлов и вызывает осаждение сульфидов. Эфемерная эвапоритовая стадия наступает, когда плотность поверхностного слоя воды достигает 1,10 г/см<sup>3</sup>. Происходит осаждение гипса, бассейн заполняется до уровня порога водами, насыщенными сульфатом кальция. Местами начинается непрерывное отложение галита. Устойчивая эвапоритовая стадия характеризуется плотностью вод до 1,25 г/см<sup>3</sup> и осаждением галита. Р. Ф. Шмальц (1972, с. 16) отмечает, что «в случае дальнейшего развития бассейна будут повторяться эфемерный и устойчивый циклы эвапоритового отложения, которые будут охватывать все более растворимые соли», т. е. эпсомит, кизерит, каинит, карналлит и бисофит. Во время опускания кристаллов и их аккумуляции происходит дегидратация гипса с превращением в ангидрит, доломитизация карбонатов, перекристаллизация галита и других солей. В конечную стадию развития солеродного бассейна плотность рассолов достигает 1,25—1,40 г/см<sup>3</sup>. В одних случаях соли могут быть обнажены, а разрушение порога будет способствовать их растворению. В других случаях отложение эвапоритов заканчивается вследствие полного заполнения бассейна солями или из-за изменения климата (его гумидизации). Если порог закроет доступ в бассейн морских вод, то при дальнейшем испарении вод, остающихся в бассейне, начинают осаждаться наиболее легкорастворимые соли в углублениях дна.

В современную эпоху отсутствуют глубоководные бассейны, в которых активно осаждались бы эвапориты. Моря находятся на начальной или эвксинической стадии (Средиземное море, Пьяно-дель-Саль, Мексиканский залив и др.). Формирующаяся в современных озерах и лагунах соль обладает высокой пористостью. По мере погружения пористость уменьшается до 1—2%. Каменная соль на глубине сотен метров представляет водоупор, что подтверждается отсутствием притоков в соляных шахтах.

При уплотнении соленосных толщ происходит дегидратация солей. Уже на глубине 2—3 км почти вся удерживаемая этими породами вода (95—99%) способна переходить в свободное подвижное состояние; в породах остается незначительная часть (около 1%) прочносвязанной  $H_2O$ . Отжимаемая вода совершает большую геохимическую и геодинамическую работу.

Геохимическая работа воды заключается как в выносе и переотложении многих химических элементов, так и в изменении самой соляной залежи. Примером первого вида геохимической работы может служить извлечение бора из солей и последующее формирование растворами боратовых месторождений. Многие солевые парагенезисы, встречающиеся в залежах, нельзя объяснить отложением из первичной рапы. Скажем, первичное скопление галит-карналлита может под воздействием растворов перейти в галит-сильвин. В случае кизерит-галит-карналлита происходит разложение карналлита, при этом  $MgCl_2$  переходит в раствор, а остается кизерит-галит-сильвин [Borchert, 1959; Дзенс-Литовский, 1966].

Динамическая работа проявляется в разрушении соляных залежей, складкообразовании и т. д. Эффект динамической работы пока не совсем еще ясен. А. Е. Ходьков (1977) называет этот процесс *флюидогеодинамической* и объясняет его отжатием воды в геостатически напряженной осадочной толще. По мнению этого исследователя, флюидогеодинамика представляет основной механизм массопереноса и главный источник структурообразования соленосных толщ. Из-за недостаточной обоснованности концепция А. Е. Ходькова не нашла широкого признания.

В процессе развития соляных толщ в них формируются соляные структуры куполообразной формы, которые часто сверху покрыты *кепроками* — разрушенными и выщелоченными карбонатно-сульфатными породами остаточного генезиса, залегающими в виде «шапки» непосредственно над куполом. В боковых контактах находятся брекчированные породы. В кепроках соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины установлены ртутное, медное и цинковое оруденения, обязанные своим происхождением деятельности подземных вод. Сильно нарушенные породы кепроков представляют хорошие каналы для передвижения металлоносных рассолов.

Разрушение соляных месторождений происходит естественным путем или под влиянием техногенных факторов. Роль разрушителя в обоих случаях играют поверхностные воды или ненасыщенные рассолы надсолевых водоносных горизонтов. Как сказано ранее (раздел 5.1), ископаемые пласты солей выходят на поверхность и сохраняются достаточно длительное время обычно там, где отсутствует доступ воды, т. е. в условиях аридного и мерзлого климата (Дус-Таг в Туве, Кемпендай в Якутии и т. д.). В случае гумидного климата выходы соли быстро разрушаются. Если же сохраняются, то карст образует своеобразные карры, которые обязаны происхождением струйкам дождевой воды.

Соляной карст обычно является поверхностным образованием. Подземный карст в солях развит слабо. Правда, на некоторых месторождениях по трещинам и кавернам происходит просачивание воды через соляную толщу. Внутрисолевые полости встречаются только выше местного

базиса дренажа, до так называемого *соляного зеркала*, ниже которого каменная соль всегда монолитна. Минимальные глубины залегания соляного зеркала [Короткевич, 1970] отдельных месторождений имеют следующие значения (м):

Месторождение	Минимальная глубина залегания, м
Мировское (Болгария) . . . . .	16—20
Солотвинское . . . . .	7—8
Илецкое . . . . .	3—4
Сереговское . . . . .	216
Кожевникова . . . . .	250
Роменское . . . . .	42
Индерское . . . . .	30
Челкарское . . . . .	250
Верхнекамское . . . . .	90
Домбровское . . . . .	16

На боковых контактах соляных тел с вмещающими породами обычно отсутствует интенсивное карстообразование (Илецкий и Солотвинский соляные штоки, соляные купола Северного Прикаспия, Нордвик-Хатангского района и Днепровско-Донецкой впадины), что объясняется либо водоупорностью вмещающих пород, либо защитой соляного тела рассолами.

Напротив, подземное растворение сверху — главный и весьма мощный фактор разрушения соляных массивов. Говоря о растворении соляных тел проникающей сверху водой, важно подчеркнуть следующее: пресная вода, соприкасаясь с солью, быстро превращается в насыщенный рассол, вслед за чем растворение прекращается. Более того, рассол защищает залежь от разрушения, если отсутствует латеральное движение подземных вод.

Поверхность соляных тел в общем случае наклонена в сторону движения подземных вод, поэтому со временем происходит равномерное «снятие» соли сверху. Сохранность соляных тел в зоне интенсивного водообмена надсолевых вод вряд ли следует связывать с защитными свойствами кепрока. Причина сохранности в большей степени обусловлена тем, что «насыщенные рассолы при малых градиентах падения уровня остаются у поверхности соли в состоянии покоя, защищая ее от растворения. Агрессивная вода послойно перемещается над рассолами, скорость ее движения возрастает по мере удаления вверх от соляного тела» [Короткевич, 1970, с. 152]. Указанное равновесие нарушается при увеличении градиента напора надсолевых вод. Тогда слой насыщенных рассолов приходит в движение, и интенсифицируется карстовый процесс. Активизация карста может обуславливаться чрезмерным отбором надсолевых или боковых рассолов, как это имело место в ГДР близ Эйслебена, где откачка рассолов из скважин привела к выщелачиванию соли и деформации поверхности в виде оседания и провалов на несколько метров при средней скорости оседания 8 мм в месяц.

Вблизи земной поверхности соляные тела с течением времени постепенно разрушаются. Как показали расчеты по Ангаро-Ленскому артезианскому бассейну и Припятской впадине, мощность зоны интенсивного водообмена наиболее часто составляет 200—500 м [Журавель, 1977], а современная скорость латерального движения достигает десятков и сотен метров в год. В зоне степей и полупустынь мощность зоны интенсивного водообмена не превышает 50—60 м (северный борт Прикаспийской впадины). Из сравнения данных о мощности зоны интенсивного водообмена и глубине залегания соляного зеркала напрашивается важный вывод: в стабильных условиях положение соляного зеркала и подошвы зоны

Сведения о пройденных и затопленных шахтах в цехштейне [Kali- und Steinsalzbau, 1968]

Область	Пройденные шахты	Затопленные шахты			
		всего	во время проходки	во время эксплуатации	после прекращения работ
Саксония—Ангальт	106	44	11	15	18
Верра-Фульда	28	5	4	—	1
Южный Гарц	37	10	3	1	6
Нижняя Саксония	76	23	6	6	11
Северогерманская низменность	8	6	2	2	2
<b>Всего . . . . .</b>	<b>255</b>	<b>88</b>	<b>26</b>	<b>24</b>	<b>38</b>
До 1910 г.	150	18	7	8	4
1911—1921 г.	101	20	13	8	—
После 1921 г.	4	50	6	8	34

интенсивного водообмена, в принципе, совпадают. Там же, где происходит современный подъем солянокупольных структур, минимальная глубина залегания соляного зеркала не превышает нескольких метров, при этом соль непосредственно контактирует с аллювиальными отложениями.

Выщелачивание солей происходит не только в зоне интенсивного водообмена. В соленосных районах СССР к тектоническим нарушениям тяготеют многочисленные источники, выносящие огромное количество легкорастворимых солей. На территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна ежегодный вынос солей достигает миллионов тонн [Пиннекер, 1966]. Много солей выносится также на севере Сибирской платформы, в Южно-Таджикской депрессии и других соленосных бассейнах.

Нередко месторождения разрушаются в процессе их эксплуатации. В этом случае вода также проникает сверху по трещинам выветривания. Поэтому при отработке соляные тела вскрывают таким образом, чтобы горизонтальные выработки находились в соли, не подверженной выветриванию. Тогда выработки существуют десятилетиями в совершенно сухом состоянии (например, на Артемовом месторождении в Донбассе).

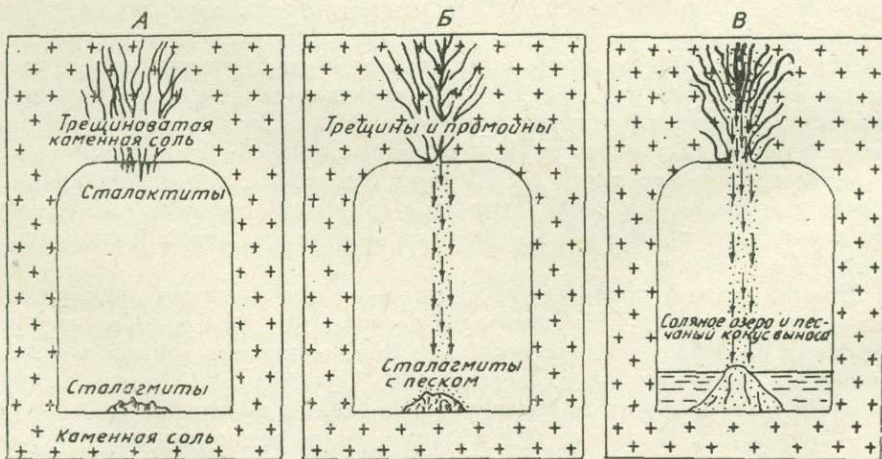


Рис. 6.8. Схема последовательных стадий развития карста в соляном руднике [Дзенец-Литовский, 1966].

А — капёж карстовых вод с потолочины в камере; Б — капёж со струйками и выносом песка в камеру; В — поток карстовых вод с выносом песка-пльвуна.

В то же время известны многочисленные примеры гибели соляных шахт в результате прорыва воды (табл. 6.5). Некоторые рудники на территории современных ФРГ и ГДР погибали в течение нескольких суток и даже нескольких часов. В СССР известны случаи затопления шахт в Бахмутском районе Донбасса, на Илецком соляном куполе и в Закарпатье. Приведем схему последовательных стадий разрушения соляного рудника (рис. 6.8).

#### 6.4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Процессы формирования и рассеяния углеводородов совершаются в среде, неотъемлемым компонентом которой является вода. Роли воды в образовании, накоплении, сохранении и разрушении нефтегазовых месторождений посвящены работы геологов-нефтяников и гидрогеологов (М. А. Альтовского, И. О. Брода, Н. Б. Вассовича, И. М. Губкина, А. А. Карцева, В. Н. Корценштейна, В. А. Кротовой, А. Леворсена, А. М. Овчинникова, В. А. Соколова, В. А. Сулина, Г. М. Сухарева, А. А. Трофимука, М. К. Хабберта и мн. др.).

В нашу задачу не входит разбор гипотез происхождения нефти и газа. Их, по крайней мере, три (рис. 6.9), не считая многочисленных модификаций. Наиболее обоснованную органическую гипотезу поддерживает подавляющее большинство геологов-нефтяников и гидрогеологов. Неорганическая (Н. А. Кудрявцев, В. А. Кротова и др.) и «гидрогеологическая» (М. Е. Альтовский) гипотезы разработаны слабее. Однако какой бы концепции не следовать, в каждой из них важное значение отводится водной миграции углеводородов.

Несмотря на малую растворимость нефти в воде, вещества, ее составляющие, и вещества, из которых она образуется (протонефть), переносятся лишь в двух состояниях — водорастворенном или взвешенном в воде (свободном). Что касается газа, то его миграция без участия воды маловероятна, хотя полностью исключать струйную (свободную) миграцию нельзя.

Если образование залежей нефти и газа происходит в подвижной водной среде, обеспечивающей миграцию и аккумуляцию углеводородов, то для сохранения таких месторождений необходимы условия застойности. Степень подвижности воды по своему влиянию на формирование и разрушение нефтегазовых месторождений является, пожалуй, главным среди других геологических факторов, поскольку она интегрирует тектони-

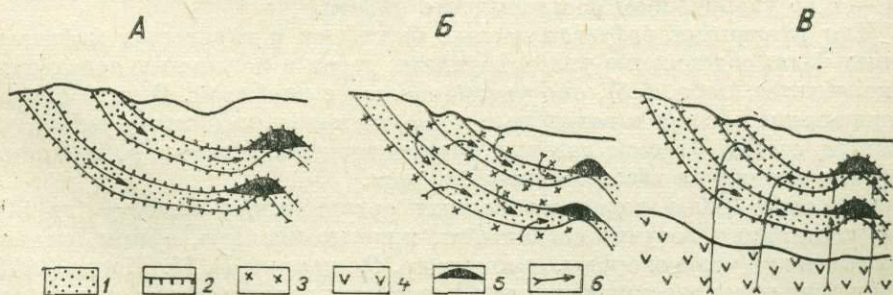


Рис. 6.9. Гипотезы происхождения нефти и газа (по М. Е. Альтовскому): А — «гидрогеологическая», Б — органическая (нефтепроизводящих свит), В — неорганическая.

1 — водоносные слои (коллекторы); 2 — водоупоры; 3 — нефтепроизводящие свиты; 4 — кристаллические породы; 5 — нефтегазовые залежи; 6 — места образования и пути миграции углеводородов.

ческую активность, геологическое строение, литологические особенности, термодинамические условия и их изменение во времени.

И. М. Губкин (1975), который классически обосновал органическую гипотезу происхождения нефти, показал, что формирование и разрушение нефтегазовых месторождений, происходящее в водной среде, представляет единый многоступенчатый естественноисторический процесс, тесно связанный с литогенезом и тектогенезом. Им выделено четыре стадии этого процесса: 1) накопление исходного органического вещества в осадочных отложениях и образование углеводородов в ходе его преобразования; 2) перемещение их из нефтематеринских толщ в коллекторы и последующая миграция по пласту-коллектору (боковая миграция) или по разрывным нарушениям и трещинам (вертикальная миграция); 3) аккумуляция нефти и газа при наличии благоприятных структурных и литологических условий на пути миграции и образование месторождений; 4) перераспределение или разрушение залежей при изменении геологических условий. Рассмотрим эти стадии на основе современных данных с позиции органической гипотезы.

**Накопление исходного органического вещества и образование углеводородов.** На стадиях седиментогенеза закладываются первичная концентрация, исходный тип и химический состав органического вещества осадочных пород и насыщающих их вод. Сейчас хорошо доказана возможность образования нефтяных углеводородов из рассеянного органического вещества осадков, преимущественно глин, образующих нефтепроизводящие толщи. После захоронения в итоге воздействия воды, биохимических и физико-химических процессов происходит преобразование органического вещества: вначале при активном участии микроорганизмов (стадия диagenеза), затем под влиянием давления, температуры и геологического времени (стадия катагенеза). Большое значение при этом имеет наличие не только емкости, но и экрана нефте-, водо- и газонепроницаемых пород (глинистых, соляных и т. д.), что и вызывает так называемую гидрогеологическую закрытость [Кротова, 1957; Карцев, 1972].

Органическим веществом, как показали А. Э. Конторович и С. Г. Неручев (1971), генерируется нефти больше (15—20% от общего количества), чем газа (всего 3—4%), но газ имеет более высокую растворимость, переходя даже в генерируемую нефть, не говоря уже о значительных масштабах его растворения в водной фазе. Из углеводородных газов всегда преобладает метан. Растворимость углеводородов возрастает с уменьшением молекулярной массы: для нафтеновых углеводородов она выше, чем у метановых, а у ароматических — больше, чем нафтеновых. С ростом давления и температуры она повышается. Заметно влияние и степени минерализации — с ее увеличением растворимость падает.

Для различных нефтегазоносных бассейнов и отдельных нефтегазоносных толщ содержание углеводородных газов в подземных водах сильно колеблется (табл. 6.6), оно увеличивается с глубиной. В ряде случаев концентрация метана в водах настолько значительна (тысячи см<sup>3</sup>/л), что является особой формой газовых месторождений. Например, в Японии подобное скопление газов эксплуатируется.

Основную долю водорастворенных органических веществ (до 80—90%) составляют летучие соединения, жирные кислоты, эфиры, спирты, ароматические углеводороды, амины и др. По данным В. М. Швеца (1973), содержание органических веществ в подземных водах зависит от типа вод, в которых они растворены, и расстояния до нефтегазовых залежей (табл. 6.7). Влияет также глубина и температура. Скажем, при 20°C растворяется 1,865 г/кг, при 300°C — 146 г/кг. Наличие кислот, мылов, парафинов и т. п. повышает растворимость жидких углеводородов. Аналогично действуют и алюмосиликатные катализаторы.

В различных подземных водоносных системах соотношение масс

Таблица 6.6

## Состав растворенных газов нефтегазовых залежей [Карцев, 1972]

Район	Возраст	Глубина, м	Газонасыщенность воды, см <sup>3</sup> /л	Состав газов, %		
				Метан	Гомологи	Прочие газы
Волго-Уральская провинция	Бавлинская свита	2500	210	46	3	51
	Средний девон	1820	102	39	4	57
	Верхний девон	1610	120	47	6	47
	Нижний карбон	1550	45	15	5	80
	Нижняя пермь	340	23	65	6	29
Западная Сибирь	Нижняя юра	2520	924	88	0	12
	Нижний мел	1720	860	97	0	3
	Верхний мел	1385	705	94	0	6
Предкавказье	Мел	1140	1548	94,5	0	45
	Олигоцен	745	875	97	0	3
Средняя Азия (Газли)	Верхний мел	—	1	2	0	98
	Нижний мел	—	1000	90	3	10
Центр европейской части СССР	Девон	1500	6	6	0	94

растворенных углеводородов и подземных вод варьирует от 1 : 100 до 1 : 1000, что дает основание В. Н. Корценштейну (1976, с. 205) считать образование нефтегазовых месторождений «одним из частных проявлений общего процесса формирования подземных вод».

Перемещение углеводородов в коллекторы изучено главным образом на примере газообразных углеводородов. Их эмиграцию из нефтепроизводящих толщ вызывают геостатическое давление (т. е. уплотнение осадков), капиллярные, молекулярные, гравитационные и гидравлические силы. Выжимаемая вода с растворенными углеводородами направляется в область наименьших давлений — к кровле пласта и от погруженных участков бассейнов к приподнятым. Этому процессу благоприятствует снижение температуры: когда она изменяется от 50 до 25°C, из 1 м<sup>3</sup> воды может выделиться 20 г жидких метановых углеводородов; при снижении ее

Таблица 6.7

## Среднее содержание органических компонентов в подземных водах [Швец, 1977]

Органическое вещество, мг/л	Воды				
	грунтовые	межпластовые вне нефтяных и газовых месторождений	приконтурные месторождения		
			газовых	газоконденсатных	нефтяных
<i>C</i> <sub>орг. нелет</sub>	3,6	4,1	7,6	58,6	26,5
<i>C</i> <sub>орг. лет. нейтр</sub>	21,1	34	5,5	267	95
<i>C</i> <sub>орг. лет. кисл</sub>	2,7	10,4	22	500	250
<i>C</i> <sub>орг. общ</sub>	27,4	48,5	35	826	370
<i>N</i> <sub>орг</sub>	0,3	1,2	0,7	—	1,2
Жирные кислоты (летучие с водяными парами)	6,7	60	44	959	510
Органические кислоты (прямой метод)	6,7	26	44,7	1096	487
Фенолы	1,1	1,2	2,4	—	3

от 100 до 25°C — уже около 100 г, а в отдельных случаях до 900 г [Бурштар, 1973]. Капиллярные силы способствуют вытеснению нефти и газа водой из капиллярных пор в более крупные пустоты (за счет больших величин поверхностного натяжения воды и лучшей смачивающей ее способности). Гравитационный фактор миграции [Гуревич и др., 1972] в соответствии с плотностью воды в коллекторе приводит к разделению подвижных компонентов. Гидравлический фактор проявляется при фильтрации в сверхкапиллярных порах; движение воды направлено из областей больших давлений в области пьезоминимумов.

Конечно, какое-то количество углеводородов поступает в подземные воды при инфильтрации за счет наземной растительности и почвенного покрова, а частично — в результате выщелачивания из вмещающих пород [Карцев, 1972]. Углеводороды могут не только поступать в подземные воды, но и возникать в них (скажем, при декарбоксилировании карбоновых кислот и аминов).

Тем не менее основная их масса (затем формирующая залежи нефти и газа) перемещается в элизионный этап движения подземных вод (см. гл. 7). В результате тектонических подвижек происходит региональное прогибание, на фоне которого отдельные участки испытывают относительное поднятие (или отставание в прогибании). Выжимаемая вода вместе с инфильтрогенными водами движется к этим поднятиям и разгружается, выделяя из водного раствора углеводороды и другие органические соединения в породы-коллекторы. Так формируются нефтегазоносные свиты и формации, а при наличии ловушек — нефтегазовые месторождения. Площади замкнутых или не полностью замкнутых впадин, различных по форме, размерам, строению и истории геологического развития и характеризующихся наличием регионально нефтегазоносных горизонтов с нефтяными или газовыми месторождениями, называются *нефтегазоносными бассейнами*.

Н. М. Кругликов насчитывает, по крайней мере, пять основных причин, вызывающих выделение газа из насыщенных вод [Гуревич и др., 1972]: 1) восходящее движение подземных вод; 2) подъем водоносных толщ, содержащих газонасыщенные воды, обусловленный тектоническими факторами; 3) снижение регионального базиса разгрузки подземных вод; 4) движение потока газонасыщенных вод через температурную зону, в которой растворимость углеводородных газов минимальна (для метана ее пределы 70—90°C); 5) смешение газонасыщенных вод различной минерализации, т. е. процесс высаливания. Этот исследователь пришел к выводу, что при низком содержании органических веществ (1—2%) наиболее вероятно движение углеводородов в воде как на элизионных, так и на начальных стадиях инфильтрационных этапов. При критической газонасыщенности пород (содержание органических веществ более 3—10%, что в природных условиях наблюдается не так уж часто) эмиграция газа возможна в свободном (струйном) состоянии. Для представления о масштабах водного перемещения сошлемся на пример Западно-Кубанского бассейна. При уплотнении глиен юрского комплекса с начала валанжина до современного периода здесь было выжато около 10,5 трлн. м<sup>3</sup> воды [Бурштар, 1973], что во много раз превышает среднегодовой сток р. Волги, составляющий 235 млрд. м<sup>3</sup>.

Наибольшей миграционной способностью обладает углеводородный газ метанового состава, наименьшей — тяжелые углеводороды. Среди нефтей самая высокая миграционная способность у легкой нефти.

**Аккумуляция нефти и газа.** Перемещение нефти и газа в ловушку осуществляется благодаря явлениям фильтрации и всплывания, подчиненное значение имеет диффузия.

Фильтрация, осуществляемая по закону Дарси или с некоторым отклонением от него, является одним из основных видов механического

переноса нефти и газа в трещиновато-пористой среде под действием градиента давления. Ее можно выразить уравнением

$$Q = \frac{K_{пр} S (P_1 - P_2)}{\mu h}, \quad (6.1)$$

где  $Q$  — количество жидкости ( $\text{см}^3$ ), проходящей в единицу времени через слой породы длиной  $h$  ( $\text{см}$ ) с поперечным сечением  $S$  ( $\text{см}^2$ );  $K$  — коэффициент проницаемости породы (дарси);  $\mu$  — вязкость жидкости (сантипуазы);  $P_1 - P_2$  — разница давлений ( $\text{кгс/см}^2$ ).

Для начала фильтрации необходим некоторый начальный напорный градиент. Он зависит от проницаемости породы (фильтрация возможна при движении больших масс газа и нефти в пористых песчаных или карбонатных коллекторах) и перепада давлений. При  $P_{пл} = P_{гидр}$ , где  $P_{пл}$  — пластовое давление в водоносном горизонте и  $P_{гидр}$  — нормальное гидростатическое давление в толще пород, градиент перепада давления  $\left(\frac{P_1 - P_2}{h}\right)$  сохраняет постоянное значение — около  $100 \text{ кгс/см}^2$  на  $1 \text{ км}$  [Соколов, 1966].

Движение нефти и газа по пласту происходит и под действием сил всплывания углеводородов в водонасыщенной породе  $F_a$  и гидравлической силы движущейся воды  $F_{гидр}$  и определяется соотношением наклонов пьезометрической и структурной поверхности в пласте. При одноподобном наклоне структурной и пьезометрической поверхности нефть и газ попадают в такие ситуации: 1)  $F_{гидр} > F_a$  — они переносятся вниз по пласту потоком воды; 2)  $F_{гидр} < F_a$  — всплывают вверх по пласту; 3)  $F_{гидр} = F_a$  — находятся в неподвижном состоянии. В случае разнонаправленных наклонов пьезометрической и структурной поверхностей нефть и газ мигрируют вверх по восставанию пласта.

Аккумуляция нефти и газа в залежах происходит либо путем дифференциального улавливания, либо по гравитационному принципу.

В первом случае углеводороды, движущиеся в пласте вместе с водой, при встрече ловушек, расположенных на разных гипсометрических уровнях, распределяются следующим образом. Газ заполняет первые ловушки по пути миграции, вытесняя воду и нефть в ловушки, расположенные гипсометрически выше. Примером могут быть нефтегазовые залежи Предуралья и Мангышлака.

При гравитационном разделении большую роль играет соотношение начального пластового давления  $P_{пл}$  и давления насыщения  $P_{нас}$ . Если  $P_{пл} < P_{нас}$  — происходит выделение газа и образуются чисто газовые залежи и газовые шапки, но при  $P_{пл} > P_{нас}$  газ мигрирует в водорастворенном состоянии (рис. 6.10). Вначале образуются нефтяные залежи в ниже расположенных ловушках, а газ — в приподнятых. Такие случаи встречаются в Предкавказье и Западной Сибири.

Все сказанное касалось образования залежей в структурных ловушках сводового типа при латеральной миграции. Однако нефтегазовые залежи возникают также в литологических, тектонически экранированных, гидрогеодинамических и других ловушках, когда в формировании зале-

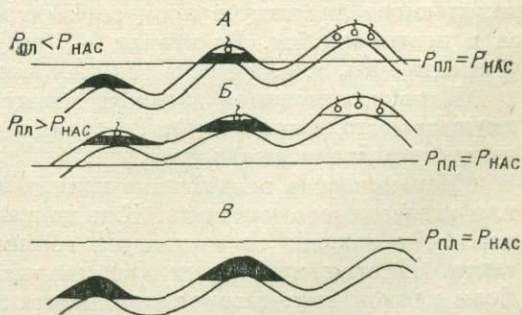


Рис. 6.10. Различные случаи соотношения начального пластового давления  $P_{пл}$  и давления насыщения  $P_{нас}$  в пластах.

А—В — газовые и нефтяные залежи: А — с газовой шапкой и без нее, В — с газовой шапкой, В — без газовой шапки.



Рис. 6.11. Схема расположения месторождений нефти и газа вдоль зоны Жигулевских дислокаций (по В. А. Кротовой).

1 — залежи нефти; 2 — нефтегазовые залежи; 3 — тектонические разломы.

жей особо важна вертикальная миграция углеводородов (по зонам разломов, через насыщенные водой глины и пески при больших перепадах давления и т. д.). К месторождениям, сформированным в результате вертикальной миграции, относятся, например, нефтегазовые залежи внешней зоны Предкарпатского прогиба, имеющей блоковое строение. Остановимся лишь на тектонически экранированных ловушках, где роль водной миграции проявляется наиболее отчетливо.

Залежи, приуроченные к таким ловушкам, часто располагаются на погруженных участках моноклиналей. Они известны во многих нефтегазоносных провинциях, иногда на их долю приходится подавляющая часть запасов нефти и газа (например, в Восточно-Венесуэльском и Венском бассейнах, провинции Голф-Кост и др.). Сбросы выполняют роль экранов на пути миграции углеводородов от оси прогиба к бортам с последующим перераспределением по разрезу.

Нефтегазовые месторождения обычно тяготеют к зонам древних и современных разгрузок или располагаются вблизи них (рис. 6.11). Такая закономерность характерна для ряда нефтегазовых бассейнов, в частности для Волго-Уральской и Западно-Сибирской провинций. При локальном характере зон разгрузки залежи могут расположиться концентрически по отношению к очагам разгрузки, как это характерно для Загли-Дарвазинского газоносного района в Туркмении и Красноленинского свода в Западной Сибири (см. гл. 7).

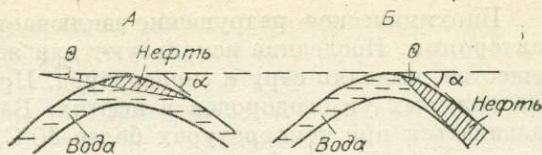
Вертикальная миграция углеводородов, часто сочетающаяся с латеральной, приводит к образованию вторичных залежей нефти и газа как в вышележащих, так и боковых породах, а в случае выхода на поверхность — рассеянию залежей. Вторичные залежи отмечаются в породах любого вещественного состава, в том числе в трещиноватых магматических или метаморфических образованиях. К последним относятся, например, месторождения нефти в гранитах Западной Венесуэлы, Марокко, Канзаса (США).

Разрушение залежей нефти и газа под действием подземных вод протекает как без химической деструкции углеводородов, так и за счет химического их уничтожения. В первом случае правильнее говорить о *перестроении* залежей [Гуревич и др., 1972], поскольку углеводороды, покидающие ловушку в процессе эмиграции, способны концентрироваться в новые залежи. Во втором — разрушаются не только залежи, но и углеводороды, т. е. имеет место *химическое* разрушение залежей.

Перестроение залежей движущимися водами происходит преимущественно механическим (гидравлическим) и физико-химическим (в результате растворения) путем.

Механическое воздействие начинается с образования наклона нефте- или газовойодяного контакта. Как показал М. К. Хабберт, полной неподвижности залежи соответствует горизонтальное положение этого контакта. Наклон же определяет направление движения подземных вод. Если наклон нефтегазоводяного контакта круче угла падения крыла за-

Рис. 6.12. Схемы условий сохранения (А) и разрушения (Б) нефте-газовой залежи при механическом воздействии подземных вод [Карцев, 1972].  
Объяснения см. в тексте.



лежи, то происходит переформирование залежи движущейся воды — нефть и газ со временем вымываются полностью.

Условием сохранения залежи от размыва является неравенство [Карцев, 1972]

$$\theta < \alpha, \quad (6.2)$$

где  $\theta$  — угол падения пласта на крыле залежи;  $\alpha$  — угол наклона нефтегазоводяного контакта.

Формула (6.2) пригодна лишь для ловушек сводового типа (рис. 6.12). Гидравлическому размыву сильнее подвержены нефтяные залежи, нежели газовые. При гидравлическом градиенте  $0,005 \div 0,01$  и угле падения на крыльях менее  $1^\circ$  [Карцев, 1972] нефть будет вымываться даже из пологих ловушек. Газовые залежи более устойчивы; они могут удерживаться любыми ловушками при обычно встречающихся в нефтегазодносных комплексах гидравлических градиентах.

Растворению подвержены газовые залежи, нефтяные же преимущественно дегасируются. Прорыв и последующая диффузия газов имеют место в кровле продуктивного пласта за счет различия плотностей воды и газа. При повышении гидростатического давления, не компенсируемого соответственным ростом газонасыщенности вод, метан залежей будет растворяться в пластовых водах, и залежь может совершенно исчезнуть. Растворимость метана резко возрастает с увеличением температуры.

Химическое разрушение происходит в случае изменения термобарических условий, путем окисления углеводородов кислородом и сульфатами (окислительное разрушение) или их уничтожения микроорганизмами (биохимическое разрушение). Роль воды в обоих случаях очень велика.

Процессы окисления происходят в основном на контакте с движущимися водами. Их скорость увеличивается с ростом площади поверхности нефтегазоводяного контакта по отношению к объему залежи. Быстрее протекает разрушение «плавающих» залежей и залежей с вклинивающимися промежуточными водами, чем залежей, имеющих только краевые воды. Как следствие окисления нефтяных залежей на контакте их с водой образуется слой (пленка) тяжелых нефтей и асфальтоподобных веществ, устойчивых к изменению давления. Окисленная часть залежи как бы запечатывает оставшуюся нефть, предохраняя ее от дальнейшего окисления пластовой водой. Неполное окисление углеводородов приводит к перерождению нефти, что характерно для нефтяных залежей Северо-Домановичского, Каменского и других месторождений Припятского прогиба. Окисление газовых залежей происходит в более ограниченных масштабах, чем нефтяных. Здесь никаких защитных пленок не образуется, залежь обогащается углекислотой, которая растворяется в пластовых водах. В результате газовая залежь полностью разрушается.

Окисление углеводородов водорастворенным кислородом отмечается на участках поступления инфильтрованных вод (до глубин 600 м, возможно, и более). Интенсивность разрушения зависит от скорости движения и глубины проникновения подземных вод, обогащенных сульфатами и органическими веществами. Такая картина разрушения наблюдается на газовом месторождении Газли в Узбекистане. Масштабы и количественную оценку окисления нефтегазовых залежей мы рассмотрим ниже (раздел 7.4).

Биохимическое разрушение заключается в «поедании» углеводородов бактериями. Последние используют для жизнедеятельности органическое вещество, выделяя серу и сероводород. При этом увеличивается содержание тяжелых углеводородов в нефтях. Бактерии-десульфаторы не могут развиваться при температурах более 80°C, минерализации более 200 г/л и величине  $pH$  менее 5, поэтому в глубоких горизонтах этот вид разрушения залежей отсутствует. При образовании тектонических нарушений и поступлении инфильтрогенных вод в глубокие горизонты там возобновляются процессы биохимического разрушения залежей. Косвенно о скорости протекания подобных процессов можно судить по интенсивности современного заражения бактериями нефтяных и газовых залежей Мангышлака и Западной Сибири за счет закачки поверхностных вод для поддержания пластового давления. Разрушение протекает быстро, качество нефти ухудшается.

На протяжении геологического времени отмечается изменение состава нефтей и газов за счет окисления и перехода легких нефтей в тяжелые и битумы. При движении по разломам нефть может достигнуть земной поверхности, окислиться, превратиться в битум, как это произошло на Атабасском месторождении битумных песков в Канаде. Если на пути движения нефти встретятся ловушки, то могут появиться вторичные залежи нефти и газа в вышележащих горизонтах. Примером тому — залежи нефти в отложениях мелового возраста на Мангышлаке. Однако для полного разрушения залежей, особенно крупных, типа Газли, необходимо несколько миллионов лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 292 с.
- Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. Об источнике рудного вещества. — Геохимия, 1980, № 10, с. 1439—1449.
- Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1975. 169 с.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278.
- Бишофф Д. Л. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157—193.
- Бурштар М. С. Основы теории формирования залежей нефти и газа. М.: Недра, 1973. 256 с.
- Войткевич Г. В., Закруткин В. В. Основы геохимии. М.: Высш. школа, 1976. 367 с.
- Гарреле Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.
- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 1-е. М.: ОНТИ, 1932; Изд. 3-е. М.: Наука, 1975. 384 с.
- Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 272 с.
- Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. — В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 143—192.
- Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР. М.: Недра, 1966. 165 с.
- Журавель Н. А. Способ определения мощности зоны интенсивного водообмена артезианских бассейнов. — Сов. геология, 1977, № 7, с. 131—133.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 1-е. М.: Гостоптехиздат, 1963. 353 с.; Изд. 2-е. М.: Недра, 1972. 280 с.
- Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 51—69.
- Короткевич Г. В. Соляной карст. Л.: Недра, 1970. 256 с.
- Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазовых районов. М.: Недра, 1976. 309 с.
- Крейтер В. М. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 264 с.
- Кротова В. А. Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранении и разрушении нефтяных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 128 с.
- Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.

- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 165 с.
- Ломоносов И. С. и др. Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 56—64.
- Львов А. В. Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях «вечной мерзлоты» почвы. Иркутск, 1916. 881 с.
- Николаев А. В. Источники Баргузина и их минеральные образования.— Тр. Минералог. музея АН СССР, 1929, т. 3, с. 50—133.
- Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 198 с.
- Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 332 с.
- Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1979. 423 с.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Смирнов С. С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.
- Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. 280 с.
- Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М.: Недра, 1966. 302 с.
- Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 532 с.
- Уайт Д. Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 464—509.
- Хелгesson Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 184 с.
- Ходьков А. Е. Флюидогединамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ.— В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 171—183.
- Чухров Ф. В. О рудообразовании из вадозных растворов.— Геол. рудных месторожд., 1974, № 3, с. 3—14.
- Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973. 185 с.
- Шмальц Р. Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов.— В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 5—45.
- Эммонс В. Введение в учение о рудных месторождениях. М.—Л.: Госиздат, 1925. 344 с.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакпления.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.
- Borchert H. Ozeane Salzlagertstätten. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1959. 237 S.
- Hayachi S. Uranium occurrences in small sedimentary basins in Japan.— Uranium explorer. geol. IAEA, Vienna, 1970.
- Kali- und Steinsalzbergbau. B. 1. Aufschluss und Abbau von Kali- und Steinsalzlagertstätten. Leipzig, 1968. 600 S.
- White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal brine well, mile-deep drill hole may tap ore-bearing magmatic. Water and rock undergoing metamorphism.— Science, 1963, v. 139, p. 919—922.

## 7. ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

### 7.1. СУЩНОСТЬ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

Палеогидрогеологические реконструкции позволяют заглянуть в гидрогеологическое прошлое Земли. Основы палеогидрогеологического метода заложил П. Н. Чирвинский (1933), обративший внимание на геологическую деятельность воды. «Ископаемой гидрогеологией», — назвал он палеогидрогеологию. В дальнейшем К. И. Маков (1944), А. Н. Семихатов (1947), С. А. Шагоянц (1949), М. А. Гатальский (1951), Б. Ф. Маврицкий (1958), А. А. Карцев (1960, 1963) и А. М. Овчинников (1966) предложили приемы восстановления гидрогеологических обстановок ми-

нувших эпох. Важное значение имели также [работы Е. А. Баскова, Г. В. Богомолова, С. В. Вагина, В. Н. Корценштейна, В. А. Кротовой, А. М. Никанорова, Я. А. Ходжакулиева, Г. П. Якобсона и др.

Наиболее полное изложение принципов и методики палеогидрогеологических реконструкций впервые сделано в СССР на рубеже 60—70-х гг. в коллективной монографии «Палеогидрогеология» [Карцев и др., 1969] и в материалах 1-й конференции по палеогидрогеологии, состоявшейся в 1966 г. [Методика..., 1970]. Появляются палеогидрогеологические работы и за рубежом [Milde и др., 1969; Nähnke, 1978].

А. М. Овчинников (1970) предметом палеогидрогеологии считал историю развития водоносных систем, т. е. подземных водоносных систем по принятой в кн. «Общая гидрогеология» терминологии. Несколько иное определение мы встречаем у Е. А. Баскова. «Палеогидрогеология изучает древние гидрогеологические условия и их развитие в течение геологического времени» [Карцев и др., 1969].

Подземные водоносные системы должны изучаться в историческом развитии и в тесной связи со всеми геологическими процессами, в которых участвует вода. Что же касается геологической деятельности воды, то, по меткому выражению В. И. Вернадского, она характеризуется «всюдностью». Поэтому при широком подходе палеогидрогеологию правильнее называть отраслью гидрогеологии, изучающей историю воды в недрах Земли, т. е. это *историческая гидрогеология*.

Значение палеогидрогеологических исследований трудно переоценить, в первую очередь, конечно, при изучении подземных водоносных систем. Ведь любая из них — продукт сложных изменений во времени. Без исторического анализа нельзя осмыслить закономерности формирования ресурсов и состава подземных вод, невозможно понять современную гидрогеологическую обстановку или дать гидрогеологические прогнозы. Изучение истории воды в земных недрах позволяет понять геологическую деятельность подземных вод и их роль в образовании, сохранении или разрушении месторождений полезных ископаемых. Отсюда видно, что палеогидрогеологические реконструкции имеют не только теоретическое, но и большое прикладное значение.

Палеогидрогеология, несомненно, имеет большую будущность, хотя еще находится в стадии развития и становления. Ее даже нельзя в сущности назвать самостоятельной научной отраслью, так как пока четко не обозначен предмет палеогидрогеологических исследований. Более того, споры идут и о содержании палеогидрогеологии как науки. Пока нет убедительного обоснования используемых методических приемов, в частности восстановления гидрогеологического прошлого. Как справедливо отметил В. Н. Корценштейн (1976, с. 226—227), «... обычно можно встретить высказывания о важности этого вопроса (палеогидрогеологических исследований. — Е. П.), но пока еще никем не сформулированы, хотя бы в общей форме, первоначальные варианты методических основ палеогидрогеологии».

Палеогидрогеология развивается на стыке гидрогеологии и исторической геологии, использует принципы и методику исследований обеих дисциплин. Если считать содержанием палеогидрогеологии изучение геологической истории воды, то основные задачи палеогидрогеологических исследований можно сформулировать так: восстановление гидрогеологических условий ранее существовавших подземных водоносных систем; выяснение роли воды в геологических процессах минувших эпох; использование палеогидрогеологических данных для прогнозирования процессов образования, сохранения и разрушения месторождений полезных ископаемых.

Палеогидрогеологические исследования опираются на знание современной геолого-гидрогеологической обстановки. Одновременно для выяс-

нения древних гидрогеологических условий широко используются приемы исторической геологии. Однако принципы и методика палеогидрогеологических исследований отличаются от таковых в собственно гидрогеологии. Они специфичны, поскольку современные гидрогеологические условия уверенно могут быть распространены лишь на ближайшие к нам отрезки гидрогеологической истории. Чтобы проследить историю воды в недрах Земли для более отдаленного прошлого, приходится опираться главным образом не столько на прямую, сколько на косвенную информацию — общегеологический, точнее, палеогеологический материал. Этот материал характеризует, с одной стороны, условия протекания геологических процессов прошлых эпох, а с другой — следы геологической деятельности древних подземных вод. Иначе говоря, палеогидрогеологические реконструкции базируются на гидрогеологической интерпретации данных палеогеологии. Факты при этом нередко подменяются логическим их воспроизводством, что является причиной определенной субъективности палеогидрогеологического анализа и известной гипотетичности получаемых выводов [Корценштейн, 1976]. Это обстоятельство нельзя не учитывать, хотя в совокупности приемы гидрогеологии и исторической геологии, используемые при изучении геологической истории воды, позволяют наметить принципы и методику палеогидрогеологических исследований.

## 7.2. ПРИНЦИПЫ И ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

**Принципы восстановления гидрогеологической истории.** Чтобы восстановить историю воды в недрах Земли, следует, учитывая прежде всего современные гидрогеологические закономерности, обратиться к произошедшим в прошлом геологическим процессам. Особая трудность состоит в том, что следы многих геологических процессов, протекавших с участием воды, стерты последующими преобразованиями. Поэтому закономерности современных геологических процессов и наблюдаемые сейчас гидрогеологические условия при палеогидрогеологических исследованиях переносятся в прошлое на основе принципа актуализма (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»). Тезис актуализма: «настоящее — ключ к пониманию прошлого» надо применять с учетом эволюции геологических процессов и географических условий на земном шаре.

В минувшие эпохи многие геологические процессы происходили так же, как и теперь, механизм их мало отличался от современного. Но в истории Земли наблюдались и необратимые процессы (радиоактивный распад, развитие биосферы и т. д.) или процессы, интенсивность которых менялась качественно и количественно (галолиз, доломитообразование, магматизм и др.). Отсюда следует, что актуализм допустим лишь в определенных количественных рамках, его применение в палеогидрогеологии ограничивается во времени и пространстве. Механическое применение этого принципа недопустимо.

Иными словами, важно учитывать эволюцию геологических процессов, которая находит выражение в неповторимом своеобразии прошлых геологических эпох, в изменении состава гидросферы, характера осадочного породообразования и метаморфизма, принципиально новых обстановках тектоно-магматической активизации. Эта проблема в последние годы успешно разрабатывается академиком А. Л. Яншиным и его последователями (К. В. Боголепов, М. А. Жарков, Ю. П. Казанский и др.). «Изучение эволюции геологических процессов, — говорил в 1963 г. А. Л. Яншин [Проблемы..., 1981, с. 10], представляет собой одну из важнейших проблем теоретической геологии. Геологические процессы изменялись медлен-

нее, чем формы органического мира. Поэтому их эволюция долго оставалась незамеченной и до сих пор остается еще слабо изученной».

Когда речь идет об эволюции геологических процессов, необходимо иметь в виду, что в геологической истории менялись не физико-химические закономерности, которые во все времена были одинаковыми, а эволюционировали условия их реализации на поверхности и в недрах Земли. Неизменными геологические процессы можно считать (да и то условно!) только для относительно коротких отрезков геологической истории. Вот это-то и дает возможность применить принцип актуализма.

Геологическая история воды начинается с момента попадания ее в земную кору. Это происходит в результате седиментации — захоронения вместе с осадками и последующего отжатия из них, дегазации мантии и магматизма, инфильтрации и конденсации. Названные процессы — составная часть гидрологического и геологического круговоротов воды и разновидности геологической формы ее движения, благодаря чему на протяжении геологической истории поддерживается равновесие между водой свободной и связанной, в жидком, твердом, газообразном и надкритическом состояниях.

В общем случае развитие подземной водоносной системы, т. е. резервуара подземных вод, происходит циклически. На повторяемость гидрогеологических обстановок артезианских бассейнов еще в 1947 г. обратил внимание А. Н. Семихатов. Он ввел понятие *гидрогеологического цикла*, охватывающего промежуток времени, начиная с трансгрессии моря, т. е. появления седиментогенных вод в образовавшихся осадках, последующей их замены при отступлении моря инфильтрогенными водами и кончая наступлением нового морского режима. А. А. Карцев и С. Б. Вагин предложили подразделять гидрогеологический цикл на два *этапа водообмена*, обусловленных периодическим внедрением либо седиментогенных, либо инфильтрогенных вод. Названные исследователи не учитывали поступление магматогенных (ювенильных) вод, хотя совершенно очевидно, что этот генетический тип вод временами играет большую роль в балансе гидрогеологического резервуара.

Следовательно, гидрогеологический цикл представляет отрезок истории подземных вод, который начинается с тектонического погружения, осадконакопления и образования седиментогенных вод, охватывает последующее поднятие территории, денудацию и проникновение в резервуар инфильтрогенных вод, иногда включает внедрение и излияние магмы с выделением ювенильных вод и заканчивается перед новой трансгрессией моря, от которой ведет начало следующий гидрогеологический цикл.

Отлагающиеся на дне водоемов глины и илы содержат воду в количестве 60—90% от своего объема. При уплотнении осадков часть воды отжимается сначала обратно в водоем, а затем по мере погружения и увеличения давления перекрывающих толщ, ведущего к превращению осадка в породу, вода вытесняется в песчаные слои, заключенные между глинами и илами. Если такой коллектор не имеет сообщения с водоемом, то вода в значительной массе в нем и накапливается. В результате уплотнения ила (рис. 7.1,

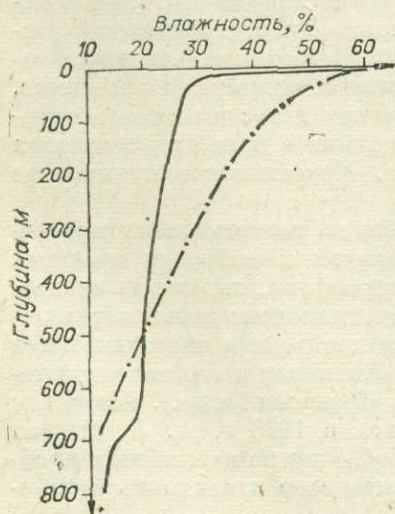


Рис. 7.1. Изменение влажности с глубиной современных донных осадков [Смирнов, 1974]. Сплошная линия — скв. 1, Мексиканский залив; штрихпунктирная — скв. 9, Атлантический океан.

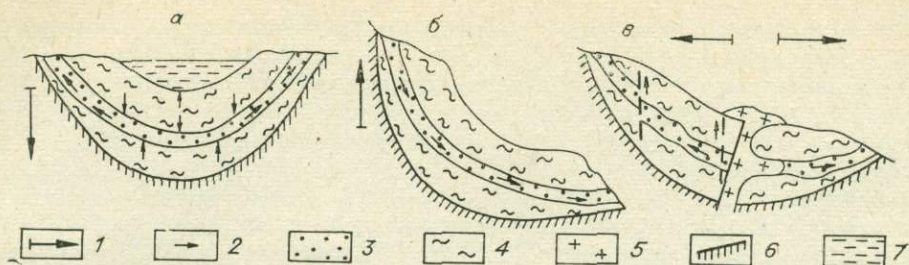


Рис. 7.2. Схема полного гидрогеологического цикла.

а—в — этапы: а — элизионный (седиментационный), б — инфильтрационный, в — магматический (эндогенный). 1 — ориентировка тектонических движений; 2 — направление потока подземных вод; 3 — песчаные породы; 4 — глины; 5 — магматические породы; 6 — фундамент (нижний водоупор); 7 — водный бассейн.

и последующего литогенеза количество воды уменьшается с 50—60 до 1—2% и менее (глинистые сланцы). Уплотнение песков примерно в два раза меньше, чем глин. Такое различие как раз и способствует переходу в больших масштабах воды из глин в пески. По мере погружения осадка содержание воды уменьшается. При достаточно высоких давлениях (на глубинах 3 км и более) из глин переходит в пески физически и химически связанная вода, при этом она становится свободной и начинает перемещаться под влиянием гидростатического или геостатического напора.

Находящиеся в песчаных слоях седиментогенные воды, захваченные при осадконакоплении, постепенно замещаются водами, которые отжимаются из глин. Движение отжимаемых вод, вызванное геостатическим давлением, направлено от мест наибольшего прогибания в сторону наименьшего погружения песчаного коллектора. Выжимающаяся из глин вода обеспечивает водообмен. Его называют *седиментационным* или, по терминологии Н. Б. Вассоевича, что, по мнению А. А. Карцева с соавторами (1969), предпочтительнее, *элизионным* (лат. «элизио» — выжимаю).

Элизионный водообмен происходит при морском режиме, когда резервуар подземных вод находится в стадии погружения (рис. 7.2, а). При смене отрицательного знака тектонических движений на положительный наступает подъем территории и морской режим частично или полностью сменяется континентальным. Тогда становится возможным проникновение метеорных вод. Внедрение инфильтрогенных вод обязано действию гидростатического напора. Оно вызывает вытеснение находящихся в резервуаре седиментогенных вод. Такой водообмен получил название *инфильтрационного* (см. рис. 7.2, б).

Разрывная тектоника, обусловленная растягивающими усилиями, местами приводит к образованию глубоких расколов, по которым поступает из подкорových и других очагов магма. Вместе с магмой, обычно в виде смеси с другими разновидностями вод, в резервуар проникают магматогенные воды. Они замещают как седиментогенные, так и инфильтрогенные воды. Возникающий в этом случае водообмен может именоваться *магматическим* или *эндогенным* (см. рис. 7.2, в). Движущей силой магматического водообмена служат внутреннее (эндогенное) давление, передающееся из магматических очагов, и тектонические напряжения. Такой водообмен происходит только в тектонически активных зонах [Пиннекер, 1977].

Итак, полный гидрогеологический цикл состоит из элизионного (седиментационного), инфильтрационного и иногда магматического (эндогенного) этапов водообмена.

В течение элизионного этапа следующего гидрогеологического цикла снова происходит погружение и накопление седиментогенных вод в образующихся осадках. В отложениях первого цикла также продолжается

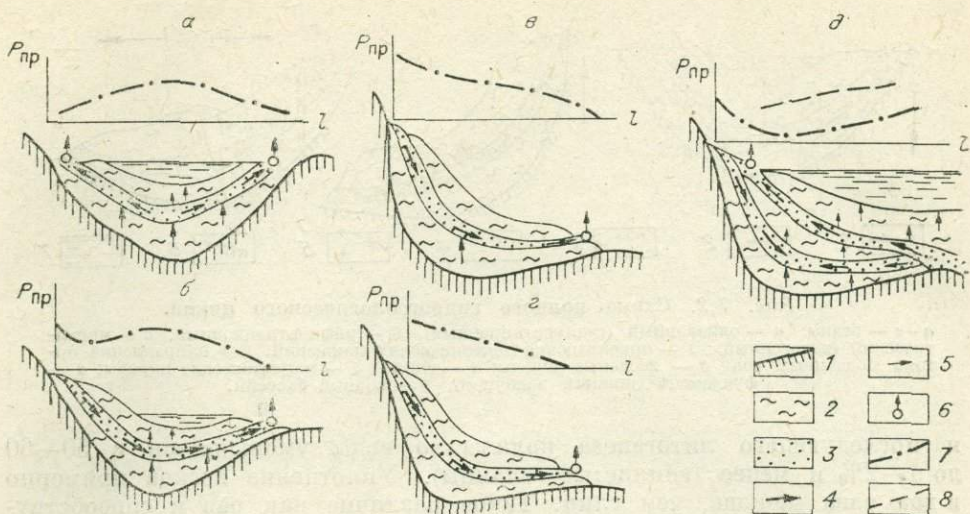


Рис. 7.3. Схема гидрогеодинамического развития подземных водоносных систем [Кудряков, 1970].

1 — фундамент (нижний водоупор); 2 — глины; 3 — песчаные породы; 4 — направление потока подземных вод; 5 — направление распыленной разгрузки; 6 — источник подземных вод; 7, 8 — пьезометрические уровни водоносных горизонтов: 7 — нижнего, 8 — верхнего.  $P_{пр}$  — приведенное давление;  $l$  — длина профиля. а—г — этапы I гидрогеологического цикла: а — элизионный, б — инфильтрационный с унаследованными чертами элизионного водообмена, в — инфильтрационный с неустановившимся режимом инфильтрационного водообмена, г — инфильтрационный с установившимся режимом инфильтрационного водообмена; д — элизионный этап с унаследованными чертами инфильтрационного водообмена в нижнем горизонте и элизионным водообменом в верхнем горизонте II гидрогеологического цикла.

водообмен, ведущий к вытеснению магматогенных или инфильтрогенных вод, при этом в погруженных частях продолжают выжиматься седиментогенные воды из глин, синхронные прежнему циклу. На инфильтрационном этапе нового цикла инфильтрогенные воды внедряются как в молодые, так и древние отложения. То же будет в случае интрузии магматогенных вод. Сходная с описанной картина имеет место при следующих гидрогеологических циклах.

Общая схема развития бассейнов пластовых вод при переходе от одного этапа водообмена к другому и от первого цикла ко второму изображена на рис. 7.3. Из схемы видно, что на протяжении времени своего существования бассейны пластовых вод сочетают в себе элизионный и инфильтрационный водообмены.

А. А. Карцев (1972) считает необходимым различать элизионные и инфильтрационные водонапорные системы. В элизионных водонапорных системах напор обусловлен геостатической нагрузкой (вес вышележащих толщ, способствующий выжиманию воды из глин) и внутренними силами, которые главным образом проявляются в виде тектонических напряжений. Движение воды в инфильтрационной водонапорной системе обязано гидростатическому напору. Однако, как отмечает автор, это разделение справедливо только в общих чертах.

В действительности наблюдаются более сложные гидрогеологические циклы. Резервуар подземных вод, вначале развивавшийся как единое целое, испытывает воздействие комплекса тектонических факторов и распадается на участки с различной последующей историей: на одних продолжается элизионный водообмен, на других наступает инфильтрация, на третьих происходит магматизм. Отдельные этапы водообмена (в частности, магматический) нередко выпадают из гидрогеологического цикла, и тогда он будет «неполным». Более того, элизионный этап может продолжаться (в глубоких горизонтах) при континентальном режиме, в то время

как отдельные части резервуара (верхние горизонты) вовлекаются в инфильтрационный водообмен.

Как считает А. М. Никаноров с соавторами (1975), на основании моделирования процесса вытеснения седиментогенных вод инфильтрогенными в одном и том же водоносном пласте от области питания до области разгрузки обнаруживаются участки, в которых не произошло ни одного законченного водообмена, и участки, где число его циклов исчисляется десятками, сотнями и даже тысячами единиц. Это же можно сказать и о характере внедрения магматогенных вод, воздействие которых чаще всего сказывается на локальных участках. Иначе говоря, процесс водообмена, при котором один генетический тип подземных вод заменяется другим, представляется весьма сложным, он не должен рассматриваться упрощенно.

Основные типы подземных водоносных систем — бассейны пластовых вод и массивы трещинных вод, водоносные пласты и обводненные трещинные зоны — принципиально различаются по гидрогеологическому развитию. Различна также история подземных вод на платформах и в складчатых областях.

Резервуары платформенного типа, будучи устойчивыми во времени, подвергаются относительно слабой тектонической перестройке. В истории развития платформенных бассейнов пластовых вод наблюдаются обычно только элизионные и инфильтрационные этапы водообмена. Магматический этап проявляется редко (например, трапповый магматизм на Сибирской платформе). В современную эпоху на древних платформах вследствие сильного уплотнения пород практически прекратился элизионный водообмен, сменившись инфильтрационным. Правда, подземные водоносные системы в глубоких горизонтах молодых платформ продолжают пополняться седиментогенными водами путем отжатия связанных глинами вод из отложений прошлых гидрогеологических циклов, но наряду с ним в верхних горизонтах действует инфильтрационный водообмен текущего гидрогеологического цикла.

Во многом сходно и развитие бассейнов пластовых вод в складчатых областях с той лишь разницей, что здесь активнее ощущались тектонические перестройки и чаще проявлялся магматический водообмен, в частности, по периферии или в основании бассейнов, где неоднократно могли внедряться магматогенные воды.

В отличие от них массивы трещинных вод, представляя продукт горообразования, испытали заметное воздействие тектоно-магматической активизации. Из-за сильной дислоцированности и метаморфизма пород подземные воды прошлых геологических циклов оказались почти полностью вытесненными водами современной инфильтрации. В гидрогеологической истории таких участков земной коры гораздо большее значение имели магматические этапы водообмена и связанные с ними магматогенные воды. Хотя массивы трещинных вод в современную эпоху хорошо промыты метеогенными водами, местами (по открытым разломам, выводящим углекислые и термальные воды в областях активного вулканизма и новейших тектонических движений) и сейчас возможен подток магматогенных вод.

Следовательно, в ходе исторического развития бассейны пластовых вод оказались заполненными большей частью смесью с самым различным соотношением седиментогенных и инфильтрогенных вод. Массивы трещинных вод содержат преимущественно современные инфильтрогенные воды. Диагностика генетического облика подземных вод рассматривается ниже (гл. 8).

Хочется коснуться вопроса разграничения современной и древней инфильтрации, современного и древнего этапов элизионного, инфильтрационного или магматического водообмена. Принято считать, что современная инфильтрация происходит в настоящее время. Но она могла на-

чаться сравнительно давно и как непрерывный этап продолжается сейчас. Древняя же инфильтрация имела место в прошлом и была прервана наступлением элизионного или магматического этапов водообмена. Современный этап элизионного водообмена отмечается на территориях, испытавших интенсивное прогибание и недавно вышедших из-под уровня моря. Такова, например, Западно-Туркменская часть Южно-Каспийского артезианского бассейна [Колодий, 1970]. Что касается древних этапов элизионного водообмена, то они отвечают прошлым гидрогеологическим циклам и могут продолжаться при последующих циклах. Если глины имеют резерв влаги, выжимание воды из глин продолжается вплоть до современной эпохи. Последнее их принципиально отличает от древних инфильтрационных этапов, которые прекращаются с наступлением элизионного водообмена нового гидрогеологического цикла.

На любом этапе гидрогеологической истории при соответствующих условиях происходит полное или частичное обновление воды в резервуаре (пласте, бассейне и т. д.). Временной промежутком, в который полностью сменяется объем воды, есть *время полного водообмена* [Карцев и др., 1969]. Его длительность может быть и меньше и больше длительности гидрогеологического цикла или отдельных этапов. Время полного водообмена обязано многим факторам: направлению и скорости движения вод, объему коллекторов, интенсивности магматизма, масштабу погружения или подъема территории и т. д. Поэтому его определение весьма затруднено.

**Исходный материал палеогидрогеологических реконструкций.** Как уже отмечалось, основой палеогидрогеологических реконструкций является гидрогеологическая интерпретация палеогеологического материала, а также распространение на прошлые эпохи закономерностей, полученных при изучении современных гидрогеологических условий.

Исходный материал палеогидрогеологических реконструкций А. А. Карцев (1972) в зависимости от назначения разделяет так: используемый для общих качественных палеогидрогеологических реконструкций; пригодный для расчетов параметров древних элизионных и инфильтрационных этапов водообмена; по вещественному составу продуктов геологической деятельности подземных вод. Такое разделение имеет ряд недостатков. С одной стороны, оно не охватывает всего исходного материала палеогидрогеологических реконструкций (например, информации о современных гидрогеологических закономерностях), с другой — нареkania вызывает сам подход к разделению, так как материал одной категории, скажем, по вещественному составу продуктов геологической деятельности подземных вод, может быть использован, в частности, для общих качественных палеогидрогеологических реконструкций. По-видимому, категоризация, по крайней мере, в изложенном виде требует пересмотра.

Назовем главнейшую исходную информацию [Карцев и др., 1969; Пиннекер, 1977].

1. **Сводный (нормальный) геологический разрез**, служит первоначальным документом для периодизации гидрогеологической истории. В первом приближении время осадкообразования отвечает элизионным этапам, перерывы в седиментации — инфильтрационным этапам и эпохи магматизма — магматическим этапам. С учетом дополнительных палеогеологических данных (абсолютный возраст пород, тектонические циклы, фазы магматизма и т. д.) в соответствии со сводным геологическим разрезом строится график периодизации гидрогеологической истории, где на фоне относительной и абсолютной геохронологии отражены гидрогеологические циклы и этапы водообмена (рис. 7.4).

2. **Палеогеографические схемы распространения древней суши и древних водоемов** дают основу для палеогидрогеологических карт. Они

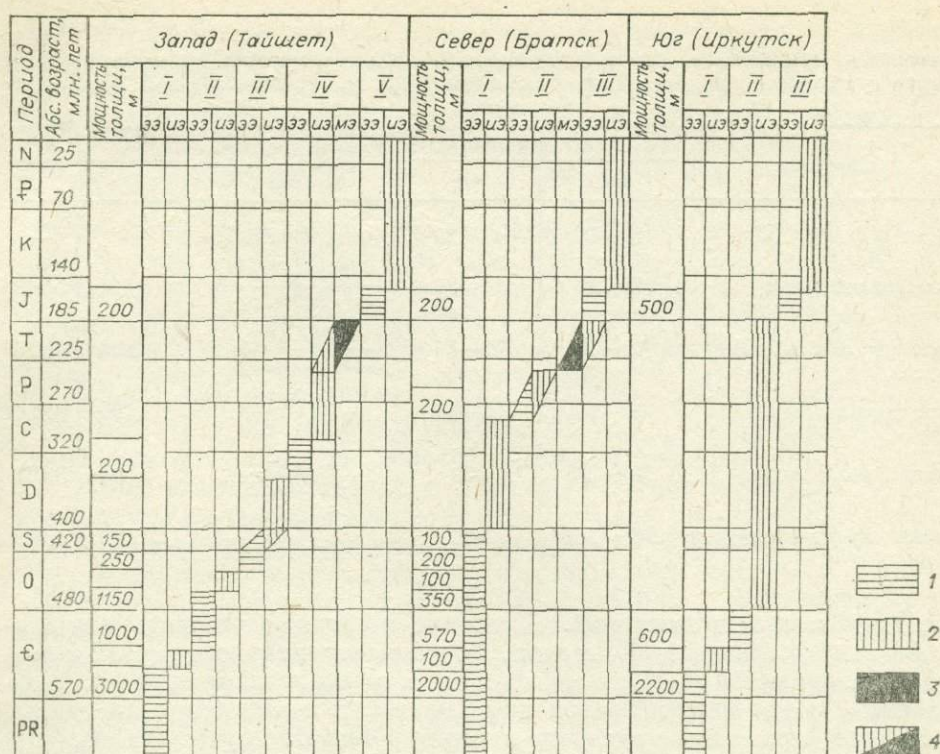


Рис. 7.4. График периодизации гидрогеологической истории юга Сибирской платформы (по Н. А. Журавлю, с дополнениями Е. В. Иштекера).

1—3 — этапы: 1 — элизионный (ээ), 2 — инфильтрационный (из), 3 — магматический (мэ); 4 — сочетание различных этапов водообмена; I—V — гидрогеологические циклы.

позволяют наметить области формирования седиментогенных, инфильтрогенных и магматогенных вод. По ним можно судить о направлении подземного стока, расположении областей питания и разгрузки подземных вод. Для характеристики элизионного и инфильтрационного водообменов используются данные по палеоклимату.

3. Литолого-фациальные карты, отражающие условия седиментации, позволяют восстановить коллекторские свойства и гидрогеологическую структуру резервуаров подземных вод (пластовую, трещинную и т. д.). По литологии отложений можно получить представление о степени минерализации и химическом составе седиментогенных вод, если принять, что они в общем идентичны водам бассейнов седиментации. Для приближенного определения минерализации и состава вод бассейнов седиментации используют зависимость солености и состава вод от литологии осадков современных водоемов (табл. 7.1). На основе литолого-фациальных особенностей отложений производится палеогидрогеохимический анализ устанавливается гидрогеохимическая зональность прошлых эпох.

Большое значение имеют данные о мощности глинистых, песчаных и различных соленосных фаций. Это — параметры для палеогидрогеодинамического анализа. Путем такого анализа изучается палеогидрогеодинамика древних элизионных и инфильтрационных этапов, определяется напор подземных вод, интенсивность водообмена и т. д.

4. Палеотектонические карты, графики и разрезы, давая представление о пространственном расположении стратиграфических комплексов, магматических тел и зон тектонических нарушений, содержат сведения о возможных путях подземного стока, областях питания и разгрузки подземных вод. Для этой же цели служат горизонталы палеорельефа и кри-

Литолого-фациальные особенности отложений, характеризующие минерализацию и состав вод современных бассейнов седиментации (по Н. М. Страхову и В. И. Ильинскому)

Отложения	Минерализация		Химический состав воды (формула Курлова)	K	Bг
	г/кГ	г/л		г/л	
Песок и глина	10—15	10—15	Разнообразный	—	—
Известняк-кальцит	15—35	15—36	$\frac{\text{Cl}90\text{SO}_49}{\text{Na}77\text{Mg}18\text{Ca}5}$	0,404	0,068
Доломит (начало садки)	70—80	72—85	$\frac{\text{Cl}90\text{SO}_49}{\text{Na}75\text{Mg}20\text{Ca}5}$	0,820	0,135
Гипс (начало садки)	130—140	135—150	$\frac{\text{Cl}89\text{SO}_410}{\text{Na}75\text{Mg}21}$	1,769	0,229
Галит (начало садки)	270—275	320	$\frac{\text{Cl}93\text{SO}_47}{\text{Na}77\text{Mg}22}$	3,463	0,581
Карналлит (начало садки)	340—360	470	$\frac{\text{Cl}82\text{SO}_416}{\text{Mg}86\text{Na}7\text{K}6}$	22,369	4,089

вые колебательных движений. Последние позволяют уточнить периодизацию гидрогеологической истории. По палеотектоническим картам и разрезах фиксируются очаги разгрузки и места перетока подземных вод. В сочетании с ранее перечисленной информацией палеотектонические карты позволяют провести структурно-палеогидрогеологический анализ.

5. Карты палеомагматизма и палеовулканизма помогают восстановить магматические этапы. По ним оконтуриваются области формирования магматогенных вод.

6. Важное значение для палеогидрогеологических реконструкций имеют следы геологической деятельности подземных вод. Такого рода индикаторы (карст, жильные образования, гидроминеральные отложения, метасоматические изменения пород, парагенетические ассоциации минералов и т. д.) требуют тщательного и всестороннего изучения. По ним могут быть восстановлены самые разнообразные стороны существования и деятельности подземных вод в минувшие геологические эпохи.

Древний карст свидетельствует об активности инфильтрационных этапов гидрогеологической истории. Изучение, например, карстовых процессов, имевших место в среднекембрийское время на юге Сибирской платформы, показало, что карстообразование по интенсивности было соизмеримо с денудацией и происходило с участием громадных масс инфильтрованных вод. Глубина развития карста позволяет определить мощность зоны интенсивного водообмена в соответствующее время. Состав заполнителя древних карстовых полостей помогает воссоздать геохимию древних вод, участвовавших в выщелачивании и растворении пород.

Жильные образования указывают на наличие перетока или разгрузки подземных вод по тектоническим трещинам и нарушениям. По минералогическому составу жил (кварцевые, карбонатные, гипсовые и др.) представляется возможным судить о палеогидрогеохимии. Однако следует иметь в виду, что этот состав отражает преимущественно наименее устойчивые компоненты, растворенные в древних водах. Необходимо учитывать термодинамические условия и степень газонасыщенности подземных вод. Параметры жил свидетельствуют о масштабе перетоков и разгрузке подземных вод, направлении движения и других данных, относящихся к палеогидрогеодинамике.

Аналогичную информацию получают при изучении травертиновых покровов и гидrogenных рудных залежей (железа, марганца и др.), кото-

рые представляют древние очаги разгрузки подземных вод. Следы подземного перетока вод фиксируются вторичной цементацией и эпигенетическим минералообразованием. Изучение, например, состава цемента и эпигенетических минералов уточняет химический состав древних вод и в первом приближении дает представление о палеогидрогеотермии.

Для выяснения деятельности магматогенных вод следует внимательно проанализировать метасоматические изменения пород, магматические проявления и связанные с ними парагенетические ассоциации минералов. Следует иметь в виду, что метасоматоз не всегда обязан деятельности магматогенных вод. Когда же его связь с магматизмом не вызывает сомнения, можно получить данные о составе и количестве магматических флюидов. Сведения о последовательности выделения парагенетических минеральных ассоциаций отражают стадийность гидрогеологических процессов на различных этапах и связь метасоматоза с тектоникой и магматизмом.

7. Результаты изучения современной геолого-гидрогеологической обстановки и состава современных подземных вод (особенно глубоких горизонтов и зон тектонических разломов) на основе принципа актуализма позволяют судить об имевших место в прошлом геологических процессах, палеогидрогеохимии, палеогидрогеодинамике и палеогидрогеотермии.

8. Материалы по составу горных (поровых) растворов, отжимаемых из глинистых водоупоров при высоких давлениях, и газово-жидких включений в минералах необходимы как для воссоздания палеогидрогеохимии, так и палеогидрогеотермии (газово-жидкие включения).

9. Сведения об изотопном составе современных подземных вод в первую очередь проливают свет на генезис подземных вод, а также на многие принципиальные моменты палеогидрогеологических реконструкций.

10. Данные о возрасте современных подземных вод относятся к важнейшим показателям восстановления их геологической истории.

Характеризуемые в пунктах 7, 8, 9 и 10 сведения используются также для определения генетического облика современных подземных вод, чему специально посвящена глава 8.

Конечно, палеогидрогеологические реконструкции базируются не только на перечисленных данных, а по возможности используется весь доступный обще- и гидрогеологический материал. Важно его целенаправленно интерпретировать. А. М. Овчинников (1970) и В. Н. Корценштейн (1976) обращали внимание на необходимость проведения палеогидрогеологических реконструкций целиком для водонапорной системы, т. е. для бассейна или сопряженной системы бассейнов (массивов) подземных вод, включая древние области инфильтрации (создания напора) и очаги разгрузки.

### 7.3. МЕТОДИКА ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В зависимости от методических приемов палеогидрогеологические исследования носят *качественный* (общий) и *количественный* характер. Путем качественного анализа восстанавливаются главнейшие региональные закономерности гидрогеологических условий в минувшие геологические эпохи (гидрогеологические циклы, этапы водообмена, генетические типы подземных вод, минерализация и состав подземных вод, области питания и зоны разгрузки, направление движения подземных вод). При количественном анализе рассчитываются параметры древнего водообмена (число его циклов, производительность, напор, скорость потока), другие конкретные палеогидрогеодинамические, палеогидрогеохимические и палеогидрогеотермические характеристики.

Из-за слабой разработанности методических приемов в центре внимания палеогидрогеологических исследований должны находиться вопросы

достоверности используемого фактического материала, особенно при количественной его интерпретации. Важно опираться на комплекс исходных данных. Во избежание односторонних выводов прибегают обычно к комбинации качественных и количественных методов анализа. Сочетание обоих методов широко практикуется, например, при составлении региональных палеогидрогеологических карт (схем), на которых отображается как общая ситуация, так и конкретные параметры (часто в виде изолиний).

Палеогидрогеологические исследования включают четыре вида анализа: структурно-палеогидрогеологический, палеогидрогеодинамический, палеогидрогеохимический и палеогидрогеотермический.

**Структурно-палеогидрогеологический анализ** проводится для выявления наиболее общих закономерностей распространения подземных вод в минувшие геологические эпохи [Басков, 1976]. Помимо составления различного рода палеогеологических графиков и схем, имеющих вспомогательное значение, обобщение исходного материала при структурно-палеогидрогеологическом анализе производится в виде периодизации гидрогеологической истории на отрезки и палеогидрогеологического картирования различных периодов.

Периодизация гидрогеологической истории заключается, по А. А. Карцеву и др. (1969), в выделении гидрогеологических циклов и этапов водообмена для изучаемой подземной водоносной системы (бассейна пластовых вод, массива трещинных вод и т. д.). Прежде всего составляется график периодизации гидрогеологической истории. Если развитие рассматриваемой территории на отдельных участках существенно отличается, то целесообразно проводить самостоятельную периодизацию каждого участка (см. рис. 7.4).

Наряду с графиком периодизации гидрогеологической истории геологическую историю подземных вод можно отразить в виде специальной палеогидрогеологической колонки [Галицын, 1971]. На ней показаны не только гидрогеологические циклы и этапы водообмена, но и палеогеографическая обстановка (климат, фации и т. д.), палеотектоника и палеомагматизм, последовательность палеогидрогеодинамических и палеогидрогеохимических процессов, интенсивность водообмена, ионно-солевой, газовый и микрокомпонентный состав подземных вод. Таким образом, гидрогеологические условия выделяемых отрезков истории получают на палеогидрогеологической колонке краткое, но всестороннее освещение.

Несколько иную точку зрения на периодизацию гидрогеологической истории высказывает Е. А. Басков (1976). Он обособляет структурно-палеогидрогеологические этапы, т. е. временные интервалы в геологическом развитии территории, существенно различающиеся строением подземных водоносных систем и, как следствие этого, различными закономерностями распространения и формирования подземных вод. На самом же деле эти временные интервалы характеризуют не гидрогеологическую, а геологическую историю. Уже поэтому деление на гидрогеологические циклы и этапы водообмена более наглядно, да и гидрогеологически более информативно.

Палеогидрогеологические карты строят на палеогеографической и литолого-фациальной основах. Используются также палеотектонические, палеовулканические и другие схемы. Цель таких построений — картографическое отображение гидрогеологических условий прошлых эпох.

Существует несколько приемов палеогидрогеологического картирования. Единым является то, что каждая карта составляется на определенное время геологической истории — гидрогеологический цикл или этап водообмена. Для этого времени должны быть данные о характере геологических процессов, деятельности подземных вод и закономерностях гидрогеологических условий с элементами палеогидрогеодинамики и палео-

гидрогеохимии. В общем случае картируются площади формирования подземных вод различного генезиса (рис. 7.5): седиментогенных (в пределах морских или озерных бассейнов), инфильтрационных (на территориях, занятых сушей) и магматогенных (в районах вулканизма) вод. Такие площади могут быть охарактеризованы водноколлекторскими свойствами пород, степенью минерализации и составом подземных вод. На картах показываются области питания и зоны разгрузки подземных вод, а также направление подземного стока. Иногда удается отразить мощность водоносных горизонтов или комплексов, региональные водоупоры, гидрогеохимическую зональность, зоны разрывных нарушений (являющиеся барьерами на пути движения вод или каналами, по которым осуществляется переток вод из одного водоносного горизонта в другой) и пункты локализации залежей полезных ископаемых, обусловленные деятельностью подземных вод.

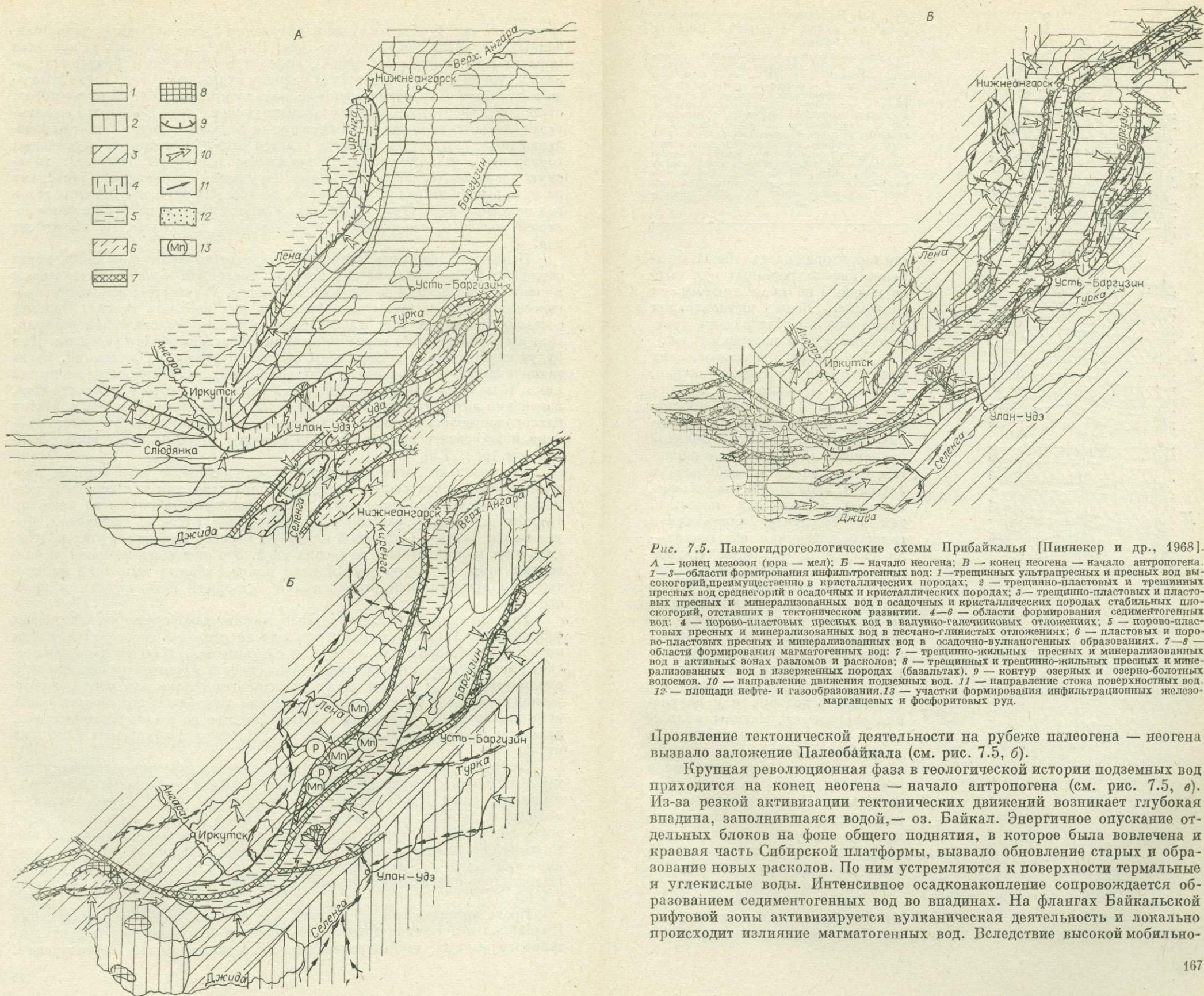
Палеогидрогеологические карты наиболее информативны тогда, когда отражают *последовательно* всю историю подземной водоносной системы с момента ее заложения до современной эпохи. Разумеется, все гидрогеологические циклы и этапы водообмена на них показать нельзя. Поэтому составляется серия карт характерных отрезков геологической истории. Для этого выбираются переломные моменты исторического развития. Ими будут периоды до и после смены знака тектонических движений, когда заканчивается и начинается этап водообмена, или гидрогеологический цикл. К подобным моментам относятся эпохи тектонической перестройки, изменения литолого-фациальных условий, внедрения магмы и т. д. Набор палеогидрогеологических карт характерных отрезков геологического времени и воссоздает последовательно историю гидрогеологического развития (см. рис. 7.5).

Относительно легко реконструируются основные вехи истории подземных водоносных систем платформенного типа, так как основные гидрогеологические закономерности здесь довольно стабильны во времени. Например, историю бассейнов пластовых вод Русской, Сибирской, Туранской и Западно-Сибирской платформ удалось в общих чертах проследить с их возникновения до наших дней. Это оказалось возможным благодаря тому, что структурный план платформенных депрессий на протяжении времени мало изменяется и подвержен незначительным перестройкам.

Гораздо труднее палеогидрогеологические реконструкции складчатых сооружений. Такие территории претерпели сложные перестройки, следы которых затухали или вообще не сохранились. Палеогидрогеологическое картирование горных стран, в особенности массивов трещинных вод, оказывается более или менее информативным только для последних отрезков геологического времени. Древние периоды гидрогеологической истории, хотя они и оказали большое влияние на жизнь подземных вод, зачастую нельзя восстановить из-за отсутствия необходимых исходных материалов.

Примером территории, палеогидрогеологические реконструкции которой возможны только для последних отрезков гидрогеологической истории, является Прибайкалье [Пиннекер и др., 1968]. Прибайкалье — молодая и раскрытая горная страна, большая часть ее территории пережила глубокую тектоническую перестройку во время мезозойского тектогенеза, когда часть территории входила в подвижный тектоно-вулканический пояс. Следы домезозойского развития практически стертые. Палеогидрогеологическая схема на конец мезозоя дана на рис. 7.5 (а).

После интенсивного магматизма и юрско-мелового осадконакопления Прибайкалье в течение длительного времени сохраняет черты континентального режима, характеризовавшегося господством вод инфильтрации.

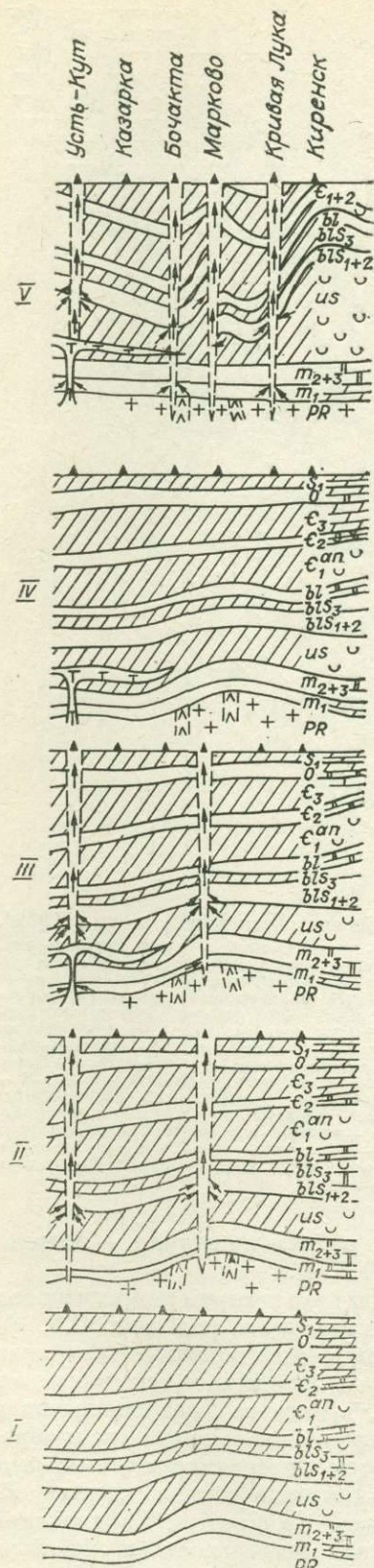


**Рис. 7.5.** Палеогидрогеологические схемы Прибайкалья [Пиннекер и др., 1968].  
 А — конец мезозоя (юра — мел); Б — начало неогена; В — конец неогена — начало антропогена.  
 1—3—области формирования инфильтрационных вод: 1—трещинных ультрапресных и пресных вод высокогорий, преимущественно в кристаллических породах; 2 — трещинно-пластовых и трещинных пресных вод среднегорий в осадочных и кристаллических породах; 3— трещинно-пластовых и пластовых пресных и минерализованных вод в осадочных и кристаллических породах стабильных плоскогорий, оставших в тектоническом развитии. 4—6 — области формирования седиментогенных вод: 4 — порово-пластовых пресных вод в валуново-галечниковых отложениях; 5 — порово-пластовых пресных и минерализованных вод в песчано-глинистых отложениях; 6 — пластовых и порово-пластовых пресных и минерализованных вод в осадочно-вулканогенных образованиях. 7—8 — области формирования магматогенных вод: 7 — трещинно-жильных пресных и минерализованных вод в активных зонах разломов и расколов; 8 — трещинных и трещинно-жильных пресных и минерализованных вод в изверженных породах (базальтах). 9 — контур озерных и озерно-болотных водосемов. 10 — направление движения подземных вод. 11 — направление стока поверхностных вод. 12 — площади нефте- и газообразования. 13 — участки формирования инфильтрационных железомарганцевых и фосфоритовых руд.

Проявление тектонической деятельности на рубеже палеогена — неогена вызвало заложение Палеобайкала (см. рис. 7.5, б).

Крупная революционная фаза в геологической истории подземных вод приходится на конец неогена — начало антропогена (см. рис. 7.5, в). Из-за резкой активизации тектонических движений возникает глубокая впадина, заполнившаяся водой, — оз. Байкал. Энергичное опускание отдельных блоков на фоне общего поднятия, в которое была вовлечена и краевая часть Сибирской платформы, вызвало обновление старых и образование новых расколов. По ним устремляются к поверхности термальные и углекислые воды. Интенсивное осадконакопление сопровождается образованием седиментогенных вод во впадинах. На флангах Байкальской рифтовой зоны активизируется вулканическая деятельность и локально происходит изливание магматогенных вод. Вследствие высокой мобильно-

Рис. 7.6. Палеогидрогеологические разрезы по линии Усть-Кут — Киренск [Дяуба, 1969].



I — конец нижнего — начало среднего палеозоя; II — конец верхнего палеозоя; III — триас — начало юры; IV — конец юры, мел и палеоген; V — неоген — четвертичный период. 1 — терригенные породы; 2 — доломиты и известняки; 3 — загипсованные и ангидритизированные доломиты и известняки; 4 — каменная соль; 5 — траппы; 6 — граниты; 7 — кристаллические сланцы; 8 — толщи, в которых преобладают породы с низкой проницаемостью; 9 — зоны разломов с аazonальными гидрогеологическими условиями (очаги разгрузки рассолов, гидрогеотермические и гидрогеохимические палеоаномалии); 10 — направление движения подземных вод.

сти территории идет глубокое внедрение инфильтрационных вод даже во впадины по окаймляющим их разломам. Воды инфильтрации становятся преобладающим генетическим типом подземных вод.

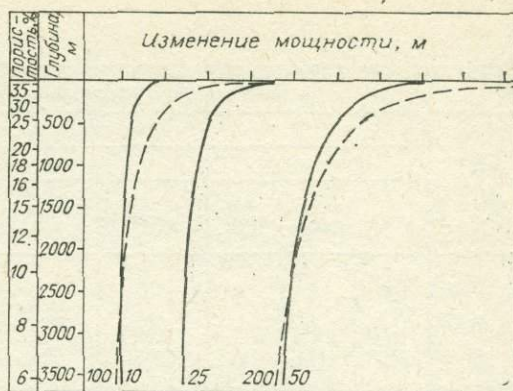
При палеогидрогеологических реконструкциях горных стран, подобных Прибайкалью, важное значение имеет последний отрезок истории, обусловивший неотектоническую деятельность и молодой вулканизм. Периодические поднятия и опускания способствовали хорошей промытости инфильтрационными водами как массивов, так и бассейнов. Современная гидрогеологическая обстановка — логическое продолжение последнего революционного этапа геологической истории.

Палеогидрогеологические карты рекомендуется дополнять палеогидрогеологическими разрезами на характерные моменты гидрогеологической истории. Последние наглядно иллюстрируют интенсивность подъема или опускания территории, каналы подземного стока, соподчинение и взаимосвязь отдельных водоносных горизонтов или комплексов (рис. 7.6). Серия палеогидрогеологических разрезов незаменима для отображения истории подземных вод в водоносных горизонтах, залегающих ниже первого от поверхности и не показанных на палеогидрогеологических картах.

Палеогидрогеодинамический анализ преследует несколько целей. Важнейшими из них считают

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

Рис. 7.7. Кривые для реконструкции первоначальной мощности глинистых пород [Nähne, 1978]. Горизонтальный масштаб кривых: сплошной — 1 : 10; штриховой — 1 : 25.



ся: восстановление напоров, путей движения, областей питания и разгрузки подземных вод в прошлые эпохи; оценка интенсивности различных видов водообмена для каждой такой эпохи; установление генетического облика подземных вод.

Палеодинамика подземных вод хорошо изучена применительно к седиментационным бассейнам. Существует несколько способов восстановления величин напоров на элизионных этапах водообмена [Кулаков, 1964; Самсонов и др., 1970; Никаноров и др., 1975; Nähne, 1978]. В основе они противоречивы, ибо опираются на различные приемы определения палеонапоров как функции мощности уплотняющихся осадочных толщ.

Методика регионального палеогидрогеодинамического анализа вытекает из следующих положений [Бурштар, Назаров, 1970]:

1) главными напорообразующими факторами подземных вод седиментационных бассейнов являются, с одной стороны, геостатическое давление и, с другой, — водоупорные свойства глинистых толщ;

2) наиболее погруженные части бассейнов с максимальной мощностью уплотняющихся пород служат внутренними областями питания и создания напора;

3) вследствие хорошо выраженной фильтрационной анизотропии осадочных пород при их уплотнении преобладает латеральная миграция вод на большие расстояния;

4) движение вод по коллекторам направлено в сторону меньших давлений, т. е. к гипсометрически приподнятым участкам (зоны поднятий, прибортовые участки впадин и прогибов), где осуществляется разгрузка подземных вод.

Характер изменения мощности уплотняющихся глинистых толщ с глубиной иллюстрируется кривыми (рис. 7.7). Степень уплотнения пород и количество отжимаемых из них вод зависят от глубины залегания в начале и конце рассматриваемого этапа водообмена.

Для подсчета количества отжатых вод данные по району рекомендуются свести в таблицу, подобную табл. 7.2. В каждой ее графе две цифры: первая — высота столба воды, отжатой из толщи пород при погружении от 0 м до соответствующей глубины ее кровли, вторая (в скобках) — высота столба воды, отжатой на последние 500 м, иначе говоря, разность величин по сравнению с предыдущей глубиной погружения. Нетрудно заметить, что глины уплотняются в среднем в 2,3 раза больше песчаников и в 4,8 раз сильнее, чем известняки, а песчаники — в 2 раза больше известняков.

М. С. Бурштар и Д. А. Назаров (1970) отмечают, что в Предкавказье глубже 2500 м количество отжимаемых из глин вод резко снижается, а с глубины 3000 м становится малоощутимым (табл. 7.2). Однако названные авторы не учитывают, что на таких глубинах выделяются воды, освобождаемые при дегидратации глинистых минералов. Масштабы этого процесса, как мы увидим ниже, значительны и соизмеримы с выделением воды из уплотняющихся глинистых толщ.

Палеогидрогеодинамические карты позволяют определить направление движения подземных вод прошлых эпох — от палеоньезомаксимумов

Сравнительная характеристика уплотнения пород различного литологического состава в Восточном Предкавказье [Бурштар, Назаров, 1970]

Глубина погружения кровли толщ, м	Столб воды (м), отжатой из толщи								
	10-метровой			50-метровой			250-метровой		
	глин	песчаников	известняков	глин	песчаников	известняков	глин	песчаников	известняков
0	0	0	0	0	0	0	8(8)	2(2)	0
500	1(4)	0	0	7(7)	2(2)	0	40(32)	12(10)	5(5)
1000	2(4)	1(4)	0	12(5)	5(3)	1(4)	67(27)	27(15)	10(5)
1500	4(2)	2(4)	0	19(7)	8(3)	2(4)	97(30)	42(15)	12(2)
2000	5(4)	2(0)	1(4)	23(4)	10(2)	3(4)	124(24)	50(8)	17(5)
2500	6(1)	2(0)	1(0)	28(5)	11(4)	4(4)	139(18)	55(5)	22(5)
3000	6(0)	2(4)	1(0)	30(0)	12(4)	5(4)	150(14)	62(7)	27(5)
3500	6(0)	3(4)	1(0)	30(0)	13(4)	6(4)	150(0)	65(3)	32(5)
3600	6(0)	3(0)	1(0)	30(0)	13(0)	6(0)	150(0)	65(0)	32(0)

(областей питания, или зон, где происходит интенсивное уплотнение пород и отжатие вод) к палеопiezоминимумам (местам, где наблюдается разгрузка отжимаемых вод). На рис. 7.8 приведена карта палеогидроизопьез, основанная на количественных реконструкциях палеогидродинамических условий: при вычислении палеонапоров использовано уравнение неустановившегося движения Г. Н. Каменского в конечных разностях, преобразованное для условий элизионного напорного потока [Самсонов и др., 1970]. Рассматривая карту, можно установить направление движения подземных вод от Мургабской впадины в сторону Центрально-Каракумского свода, который может быть принят за область разгрузки Каракумского бассейна в конце мелового периода.

В последнее время при палеогидродинамическом анализе используются методы моделирования на аналоговых и электронных вычислительных машинах [Лялько, 1974; Гавич и др., 1975] с помощью электрогидродинамических аналогий [Nähne, Kluge, 1976]. Необходимым условием моделирования должны быть представительные (по количеству и качеству) исходные параметры. Когда эти условия соблюдаются, моделирование оказывается весьма эффективным. В качестве примера назовем карту палеогидроизопьез Амударьинского бассейна, полученную И. К. Гавич на аналоговой сетчатой машине. То же следует сказать и о построенных гидрогеологами ГДР с помощью метода ЭГДА палеогидродинамических картах Центрально-Европейской депрессии. Эти карты несут достаточно большую нагрузку: кроме палеогидроизопьез на них показывается величина питания, указан расход потока и оценена разгрузка древних подземных вод. Когда же исходные данные не представительны, т. е. их мало или они ненадежны, эффективность моделирования чрезвычайно низка, а получаемые результаты оказываются сомнительными, отражая вместо действительности заложенную в модель идею.

Весьма противоречивы мнения относительно интенсивности водообмена в прошлые эпохи, что объясняется несовершенством применяемых методов. Не вдаваясь в детали, остановимся на самых общих и наиболее распространенных способах такой оценки. Несмотря на известную схематичность, они в целом дают представление о масштабах элизионного, инфильтрационного и магматического водообмена.

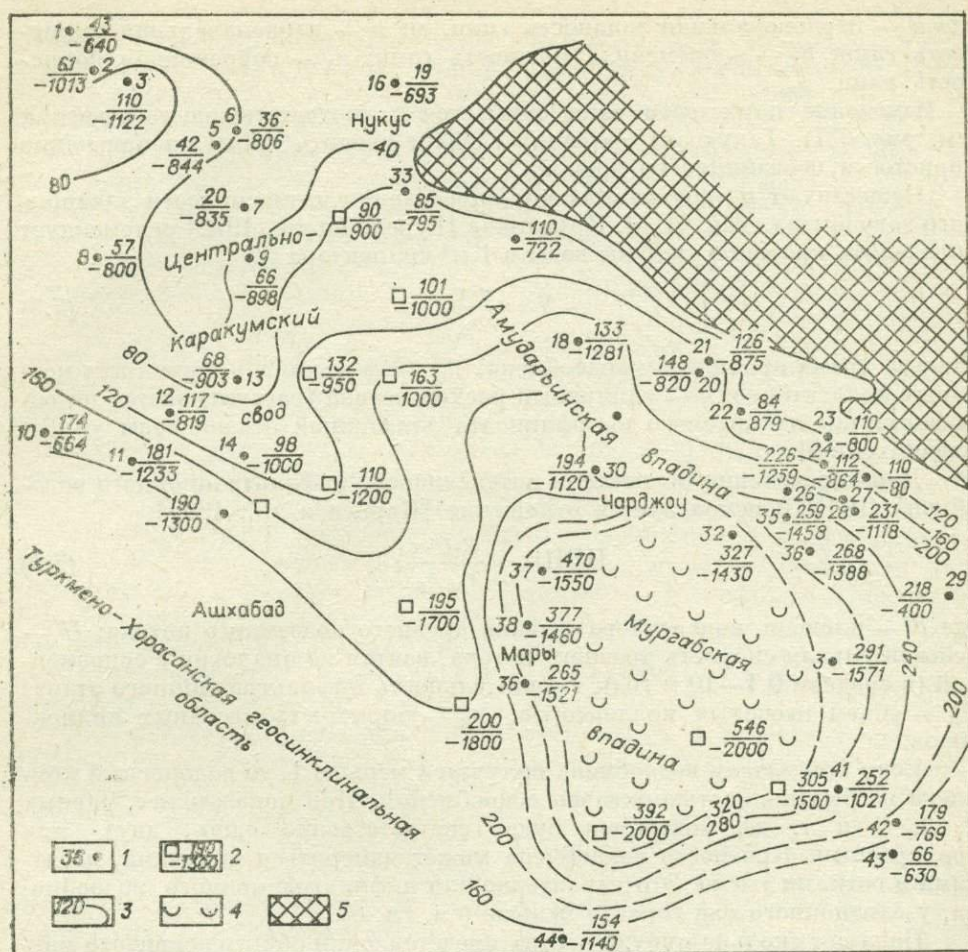


Рис. 7.8. Схематическая карта палеогидроизопьез неоком-аптического водоносного комплекса юга Туранской плиты к концу мелового седиментационного этапа [Самсонов и др., 1970].

1 — скважина и ее номер; 2 — условная точка (числитель — пьезометрический уровень, м, знаменатель — глубина до кровли водоносного комплекса к концу верхнего мела, м); 3 — палеогидроизопьезы, м; 4 — область с напорами свыше +400 м, главная внутренняя область седиментационного питания и создания напоров; 5 — область отсутствия отложений водоносного комплекса.

А. А. Карцев и соавторы (1969) рекомендуют для каждого гидрогеологического цикла рассчитывать интенсивность элизионного и инфильтрационного водообмена.

Показатель интенсивности элизионного водообмена (ПИЭВ) получен по формуле:

$$\text{ПИЭВ} = \frac{V_r \cdot \Delta n_r}{V_{\text{п}} \cdot n_{\text{п}}} \quad (7.1)$$

где  $V_r$  — первоначальный объем глин данного водоносного комплекса;  $\Delta n_r$  — изменение пористости глин в течение элизионного этапа;  $V_{\text{п}}$  — объем песчаных коллекторов,  $\text{м}^3$ ;  $n_{\text{п}}$  — пористость песчаных коллекторов. Величина  $V_r$  равна произведению площади распространения на мощность глинистой толщи. Для расчета первоначальной мощности глин используется отношение:

$$\frac{h}{h_1} = \frac{100 - n_1}{100 - n} \quad (7.2)$$

где  $h$  — первоначальная мощность глин, м;  $n$  — первоначальная пористость глин;  $h_1$  — современная мощность глин;  $n_1$  — современная пористость глин.

Изменение пористости глин снимается с соответствующего графика (см. рис. 7.7). Такую же поправку следует вводить также на изменение пористости песчаников во времени.

Существуют и другие способы определения интенсивности элизионного водообмена. Так, Н. М. Кругликов [Гуревич и др., 1972] рекомендует определять кратность замены воды в  $1 \text{ м}^3$  коллектора  $N$ :

$$N = \frac{q \cdot \tau}{n_{\text{п}}}, \quad (7.3)$$

где  $\tau$  — время проявления водообмена,  $n_{\text{п}}$  — эффективная пористость песчаных коллекторов,  $q$  — единичный расход потока (рассчитывается на основании так называемого коэффициента элизионной отдачи воды уплотняющихся пород).

Для определения показателя интенсивности инфильтрационного водообмена (ПИИВ) используется отношение [Карцев и др., 1969]:

$$\text{ПИИВ} = \frac{F \cdot U \cdot \tau}{V_{\text{п}} \cdot n_{\text{п}}}, \quad (7.4)$$

где  $F$  — площадь поперечного сечения древнего подземного потока;  $U$  — действительная скорость древнего потока, взятая по аналогии с современной (в среднем  $0,1$ — $10$  м/год);  $\tau$  — длительность инфильтрационного этапа;  $V_{\text{п}}$  — объем песчаных коллекторов;  $n_{\text{п}}$  — пористость песчаных коллекторов.

Если показатели водообмена получатся меньше 1, то водоносный комплекс не был полностью охвачен водообменом. При показателях, равных 1, 2, 3 и т. д., водообмен будет соответственно одно-, двух- или трехкратным. Кратность водообмена может измеряться тысячами, десятками и сотнями тысяч. Это характерно для инфильтрационного водообмена, у элизионного она гораздо меньше (см. гл. 8).

Пока нет сколько-нибудь четких представлений об интенсивности магматического водообмена. Как уже отмечалось (см. «Общую гидрогеологию»), магматогеенные воды обнаруживаются только в смеси с водами других генетических типов. Напомним, что сжижение газовой-жидких растворов, отщепляемых от магмы, начинается на глубине  $10$ — $12$  км. В интервале  $0,5$ — $4$  км, согласно данным многих исследователей (Г. Шнейдерхён, В. М. Смирнов, Д. С. Коржинский и др.), они сбрасывают основной рудный «груз» и вступают во взаимодействие с водами иного генезиса.

Сведения о содержании воды в магмах различного состава крайне разнородны. Этот дискуссионный вопрос мы рассматривали выше (см. гл. 2). Сейчас лишь укажем, что ни один из существующих в настоящее время методов не может точно определить содержание воды в магматическом расплаве. В зависимости от конкретных условий магма до раскристаллизации содержит, по различным оценкам, от  $0,5$ — $1,0$  до  $6$ — $10\%$  и более воды. К моменту раскристаллизации кислая магма примерно в два раза водообильнее основной, так как первая отдает воду главным образом в верхних горизонтах, а вторая — на глубине [Хитаров, 1965]. Если на ранних стадиях внедрения жидкой магме свойственно низкое содержание воды, то она ее поглощает из окружающих пород. Предельное количество воды, которое могла поглотить жидкая магма, составляет  $\sim 3$ — $5\%$ . Поглощение воды из окружающих пород — трансвапоризация [Саадецкий-Кардош, 1961] — прекращается в верхних горизонтах, где застывающая магма преимущественно отдает воду. Выделяющаяся из магмы вода образует либо газово-жидкий поток, либо связывается при минералообразовании породами.

Таблица 7.3

Количество воды, содержащееся в жидкой магме и высвобождаемое из нее при застывании

Магма	Среднее количество воды в жидкой магме, %	Возможное количество газовой-жидкого раствора, высвобождаемое при застывании магмы, %
Кислая (граниты)	4—10	~4
Основная (базальты)	0,5—4	~2

Приведем осредненные и приближенные данные, характеризующие водоносность двух главных типов магм (табл. 7.3).

С учетом этих данных Е. В. Пиннекер (1977) попытался количественно оценить величину магматического водообмена. Ориентировочная величина показателя интенсивности магматического водообмена (ПИМВ) определяется из соотношения:

$$\text{ПИМВ} = \frac{V_M \cdot \Delta_M}{V_{II} \cdot n_{II} + V_T \cdot n_T} \quad (7.5)$$

где  $V_M$  — объем магматических пород, м<sup>3</sup>;  $\Delta_M$  — количество воды, высвобождаемое породами, % (находится по табл. 7.3);  $V_T$  — объем «открытых» тектонических разломов, м<sup>3</sup>;  $n_T$  — скважность трещинно-жильных коллекторов. Остальные обозначения аналогичны формуле (7.1).

По показателям элизионного, инфильтрационного и магматического водообменов гидрогеологических циклов, имевших место в истории рассматриваемой подземной водоносной системы (водоносного горизонта, бассейна пластовых вод, массива трещинных вод и т. д.), подсчитывается баланс подземных вод каждого генетического типа. Этот расчет позволяет судить о генетическом облике современных подземных вод в изучаемой подземной водоносной системе (см. гл. 8).

Палеогидрогеохимический анализ заключается в восстановлении минерализации и состава подземных вод прошлых эпох. В итоге выявляются некоторые гидрогеохимические закономерности (гидрогеохимическая зональность, формирование состава подземных вод и т. д.).

Степень минерализации и состав подземных вод, как уже отмечалось (см. раздел 7.1 и табл. 7.1), реконструируются по литолого-фаціальным особенностям пород, следам их постседиментационных изменений, гидротермальным новообразованиям и т. д. Е. А. Басков (1976), специально занимавшийся такого рода исследованиями, вслед за П. Н. Чирвинским большое значение при региональном палеогидрогеохимическом анализе отводит изучению гипергенных преобразований (табл. 7.4) и гидротермальных изменений (табл. 7.5) пород как показателей метаморфизации состава подземных вод, участвовавших в этих процессах.

Вместе с тем следует иметь в виду, что палеогидрогеохимическая обстановка может быть восстановлена лишь в самом общем виде. Не всегда удастся реконструировать даже минерализацию подземных вод, не говоря уже о составе, так как, к примеру, характер минеральных ассоциаций в породах отражает не столько истинный состав минералообразующих растворов, сколько устойчивые в них водные соединения.

Большую надежду некоторые исследователи возлагают на изучение состава поровых (горных) растворов, отпрессовываемых под давлением из глинистых водоупоров осадочных толщ, или газово-жидких включений в минералах. Те и другие при этом рассматриваются как «реликты» палеогидрогеохимических обстановок.

Поровые растворы очень долго сохраняют черты иловых вод бассейнов седиментации, поэтому их состав в отдельных случаях характеризует среду осадконакопления и древние седиментогенные воды. Однако состав поровых растворов мог трансформироваться во времени, особенно при снятии геостатического давления; тогда в процессе разуплотнения глины «засасывают» воду из окружающих пород. Поэтому при интерпретации гидрогеохимических данных о составе поровых растворов надо учитывать возможность его изменения в ходе геологической истории.

## Палеогидрогеохимические реконструкции по генетическим изменениям пород зоны гинергеза [Басков, 1976]

Наблюдаемые изменения, эпигенетические новообразования	Вероятный состав	
	газа	воды
Образование «железных шляп», выбеливание. Накопление сульфатов $Fe^{3+}$ и $Al^{3+}$ (квасцы, ярозит и др.), сульфатов цинка, меди, свинца и др. металлов, местами фосфатов, арсенатов, карбонатов и силикатов этих металлов	$N_2, O_2$	Сильнокислые с $pH$ менее 3, свободная серная кислота. Преобладание $SO_4^{2-}$ при малом содержании $Cl^-$ . Местами высокое содержание меди, цинка, алюминия и других металлов
Образование глинистых минералов (гидроспуд, каолинита, галлуазита, нонтролита и др.). Опал, халцедон. Накопление гидроокислов железа и местами алюминия	$N_2, O_2$	Слабоминерализованные (обычно менее 0,5 г/л) гидрокарбонатные; $pH$ более 4, но менее 7, $H^+$ , $HCO_3^-$ , органические кислоты
Карстовые пустоты. Жилы залечивания с вторичным кальцитом, кальцитовый цемент песчаников. Образование красных глин на известняках	$N_2, O_2$	Жесткие гидрокарбонатные кальциевые со слабощелочным или нейтральным $pH$ . $HCO_3^-$
Соляной карст, зоны огипсования и засоления в породах. Гипс, галит, мирабилит и другие растворимые минералы. Раздоломичивание	$N_2, O_2$	Сильноминерализованные хлоридные, сульфатно-хлоридные (иногда рассолы). $SO_4^{2-}$ , $Cl^-$
Окремнение пород. Корродированность зерен кварца и силикатов. Синтетические алюмосиликаты типа палыгорскита и хризоколлы. Альбитизация пород. Миграция и концентрация ванадия, молибдена, меди и других металлов. Псевдоморфозы кальцита по гипсу	$N_2$	Щелочные содовые. $HCO_3^-$ , $OH^-$ , $SiO_2$
Оглеение пород и почв; сизая, белая, охристо-сизая окраска. Следы миграции железа. Вторичные минералы: вивинанит, сидерит, ферросиликаты. Ожелезнение более грубых пород (песчаников, конгломератов). Чередование в геологическом разрезе сизых песчаников, гравелитов и красных глин, алевролитов. Пестрая (красная, сизая) окраска глин и алевролитов на контакте с песчаниками и гравелитами	$N_2, (CO_2, CH_4)$	Слабоминерализованные, слабокислые, бескислородные, гидрокарбонатного состава; характерно повышенное содержание $Fe^{2+}$ и $Mn^{2+}$ . $HCO_3^-$
Оглеение пород и почв; сизая, белая, зеленая и охристо-сизая окраска. Чередование в геологическом разрезе сизых песчаников, гравелитов и красных глин, алевролитов. Карбонатность пород. Черные гидроокислы марганца	$N_2, (CO_2, CH_4)$	Слабоминерализованные, жесткие, бескислородные, гидрокарбонатные кальциевые, с повышенным содержанием железа и марганца. $HCO_3^-$ , $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$
Накопление гипса и легкорастворимых солей, образование эпигенетических сульфидов (гидротроилит и др.), черные пятна в породах	$N_2, CH_4, H_2S, CO_2$	Минерализованные, бескислородные, хлоридные, сульфатные (иногда рассолы) с сероводородом. $SO_4^{2-}$ , $Cl^-$ .
Выбеливание за счет окисления органических веществ. Пирит. Окремнение	$N_2, CH_4, H_2S, CO_2$	Щелочные содовые с сероводородом. $HCO_3^-$ , $OH^-$ , $SiO_2$
Десульфатизация, карбонатизация (в основном, кальцитизация), пиритизация	$N_2, H_2S, CH_4$	Соленые и рассольные, хлоридно-сульфатные и сульфатные
Десульфатизация, кальцитизация, отложение серы. Новообразования целестина, барита, флюорита	$CH_4, H_2S, O_2(?)$	Соленые и рассольные, сульфатно-хлоридные

## Палеогидрогеологические реконструкции по эпигенетическим гидротермальным изменениям пород [Басков, 1976]

Наблюдаемые изменения, эпигенетические новообразования	Вероятный состав	
	газа	воды
Образование вторичных кварцитов-монокварцитов, алунино-кварцитов, серных кварцитов, алунинов и др. пород. Кварц, алувнит, серицит	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	Сильнокислые, pH обычно меньше 2—3, сульфатные, реже хлоридные
Региональные проявления пропилитизации — зеленокаменного преобразования пород в вулканогенных толщах. Альбит, адуляр, гидрослюда, хлорит, кварц, цеолиты, кальцит	CO <sub>2</sub> , (H <sub>2</sub> S)	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные натриевые, местами в приповерхностных частях гидрокарбонатные натриевые
Образование скаполитовых метасоматитов. Скаполит, биотит, амфибол	CO <sub>2</sub>	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные натриевые
Интенсивное развитие альбититовых метасоматитов в осадочно-вулканогенных породах и интрузивах основного состава. Альбит, актинолит, эпидот, анатит, сфен, магнетит	CO <sub>2</sub>	Кислые и слабокислые с pH до 6—7, хлоридные натриевые
Аргиллитизация пород вблизи зон развития кварцитов	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, сульфатные
Аргиллитизация пород по зонам разломов среди метаморфических и изверженных пород	CO <sub>2</sub>	Слабокислые с pH до 6—7, гидрокарбонатные
Аргиллитизация пород по зонам разломов среди пропилитизированных вулканогенно-осадочных толщ	CO <sub>2</sub>	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные
[Грейзенизация. Кварц, слюда (мусковит, биотит и др.), топаз, флюорит, турмалин, касситерит, вольфрамит, пирит и др.]	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> (?)	Кислые, хлоридные, фторидные, боросодные

Состав газовой-жидких включений в минералах более консервативен [Никаноров, Сианисян, 1980], но его нельзя полностью отождествлять с составом существовавших ранее гидротермальных растворов, как это упрощенно понимается иногда при палеогидрогеохимическом анализе. Скорее всего газовой-жидкие включения представляют остаточный раствор минералообразования, отвечающий определенной стадии кристаллизации минералов. В этом убеждает, например, широкий диапазон степени минерализации газовой-жидких включений, изменяющейся в хрусталеносных жилах от 2 до 350 г/л, в пегматитах от 11 до 700 г/л и т. д. Столь же широко колеблется газонасыщенность таких включений.

В сущности палеогидрогеохимический анализ исходит из различия метеогенных (в пределах суши) и талассогенных (морские акватории) вод. Поэтому на палеогидрогеохимических картах области суши выделяются как территории развития преимущественно пресных подземных вод, а моря и океаны — как площади формирования подземных вод с повышенной минерализацией. Степень минерализации и состав подземных вод уточняются по литологическому составу пород, минеральным ассоциациям, палеонтологическим остаткам и т. д. Физико-географические факторы также нельзя упускать из поля зрения. В частности, они влияют на характер реконструкции степени минерализации и состава подземных вод зоны интенсивного водообмена гумидных областей, что подтверждает табл. 7.6, которая может быть рекомендована как основа качественных реконструкций гидрогеохимических обстановок прошлого.

Гидрохимическая характеристика пластовых скоплений подземных вод для различных литолого-фациальных групп отложений в регионах с гумидным климатом [Басков, 1976]

Отложения	Гидрогеодинамический этаж			
	верхний		нижний	
	I	II	I	II
Континентальные горно-аллювиальные и пролювиальные	0,1—0,3	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Na)}}$	1—3	$\frac{\text{HCO}_3(\text{Cl})}{\text{Na}}$
Континентальные аллювиальные и озерно-аллювиальные терригенные и угленосные	0,3—0,8	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Na)}}$	3—10	$\frac{\text{Cl}(\text{HCO}_3)}{\text{Na}}$
	0,6—3	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Ca(Na)}}$		
Прибрежно-морские и озерно-аллювиальные терригенные и угленосные	0,3—0,8	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Na)}}$	10—20	$\frac{\text{Cl}(\text{HCO}_3)}{\text{Na}}$
Морские терригенные и карбонатные	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	10—35	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na(Ca)}}$
Морские карбонатные (преимущественно известняки)	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	10—35	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na(Ca)}}$
Морские карбонатные (преимущественно доломиты)	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	До 35—75	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na(Ca)}}$
Терригенные, терригенно-карбонатные, местами гипсоносные красноватые прибрежных равнин	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	До 70—140	
	0,6—3	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Ca(Mg)}}$		
Морские, лагунно-морские, лагунные карбонатные и терригенно-карбонатные с пластами гипса и ангидрита	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	До 140—200	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na(Ca)}}$
	0,6—3	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Ca(Mg)}}$		
Лагунно-морские, лагунные галогенно-карбонатные и галогенные	0,3—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca(Mg)}}$	До 270	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na(Ca)}}$
	0,6—3	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Ca(Mg)}}$	До 350—420	$\frac{\text{Cl}}{\text{Ca}}$
	1—270	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$		

Примечание. I — минерализация, г/кг, II — ионно-солевой состав.

Количественные реконструкции при палеогидрогеохимическом анализе предлагались неоднократно. Сошлемся, например, на методику гидрогеологов Северного Кавказа, основанную на принципе обобщенного показателя и вероятностной модели процесса преобразования подземных вод [Никаноров и др., 1975]. В качестве обобщенного показателя, отражающего геологические процессы, выбрана *геохронобата* — произведение глубины залегания (км) и абсолютного возраста пород (млн. лет). Она контролирует процесс преобразования состава подземных вод, поскольку [Волобуев, 1970] имеется четкая математическая зависимость между ее значениями и величинами ионных отношений состава подземных вод. Делается вывод о том, что по мере погружения осадочных толщ в течение геологического времени возрастают минерализация и содержание отдельных компонентов в водах, а роль других, не менее важных, показателей (вещественный состав пород, вулканизм и т. д.) носит аномальный

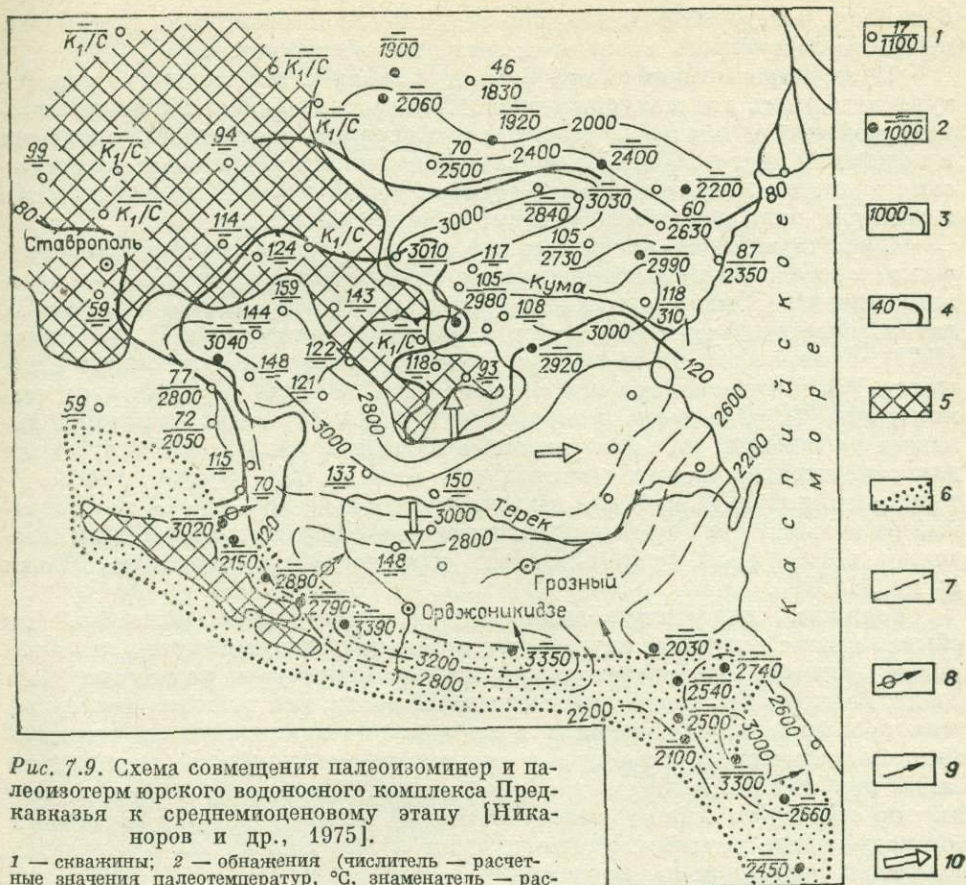


Рис. 7.9. Схема совмещения палеоизоминер и палеоизотерм юрского водоносного комплекса Предкавказья к среднемиоценовому этапу [Никаноров и др., 1975].

1 — скважины; 2 — обозначения (числитель — расчетные значения палеотемператур, °С, знаменатель — расчетные значения палеоизоминер, мг-экв/л или сводный геологический разрез); 3 — палеоизоминеры, мг-экв/л; 4 — палеоизотермы, °С; 5 — области отсутствия отложений рассматриваемого водоносного комплекса; 6 — районы возможного развития процессов инфильтрации; 7 — граница зон различного влияния факторов аномальности; 8 — направление относительно интенсивного внедрения древнейинфильтрованных вод; 9 — направление внедрения древнейинфильтрованных вод; 10 — направление движения седиментогенных вод.

характер и не влияет на осредненные значения гидрогеохимических параметров. На этом принципе построены карты палеоизоминер (рис. 7.9). Последние рассматриваются как вероятностно-статистическое приближение к реально существовавшим палеогидрогеохимическим обстановкам.

К сожалению, эта методика получения количественных характеристик имеет существенный изъян. Она, возводя в ранг обобщенного показателя геохронобату, слабо учитывает или вообще игнорирует многие другие факторы и процессы, влияющие на формирование состава подземных вод. Скажем, такой показатель, как степень солености геологического разреза, который в сущности определяет минерализацию и состав подземных вод, совершенно выпадает из расчета. С другой стороны, роль фактора времени явно завышена. Поэтому количественные реконструкции палеогидрогеохимических обстановок на основе геохронобат могут оказаться ошибочными, если не вносить в них соответствующие и порой весьма существенные коррективы.

При реконструкции гидрогеохимической зональности и процессов формирования состава подземных вод важное значение имеет также знание современной гидрогеохимической обстановки, которая в соответствии с принципом актуализма переносится на ближайшие к нам прошлые эпохи. Такого рода прием достаточно уверенно можно использовать при изучении палеогидрогеохимии нижних, наиболее закрытых частей разреза

бассейнов пластовых вод, где гидрогеохимическая обстановка даже в масштабе геологического времени существенно не меняется.

**Палеогидрогеотермический анализ** позволяет восстановить температуру подземных вод минувших эпох. Температура влияет на минерализацию подземных вод, она регулирует миграцию химических элементов в подземной гидросфере, от нее зависит интенсивность многих геологических процессов. Поэтому знание температурных условий прошлого очень важно для палеогидрогеологических реконструкций.

Существует много косвенных методов восстановления гидрогеотермических обстановок протекавших ранее геологических процессов — палеоклиматические, минералогические, геохимические, физико-химические, литологические, физические и т. д. Обзор этих методов дал Е. А. Басков (1976). К этому разве что следует добавить применение изотопного отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и концентрации кремнезема в качестве геологических термометров.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -термометр определяет температуру воды, из которой выпадает углекислый кальций: наиболее надежные результаты получаются для относительно низких температур — от 5 до 30°C [Боуэн, 1969]. Si-термометр, используемый для высоких температур (80—200°C) и основанный на зависимости растворимости кремнезема от температуры воды, позволяет весьма достоверно оценивать термический режим недр [Ильин и др., 1979].

Точность палеогидротермических реконструкций различна, но обычно низка: в лучшем случае с их помощью устанавливается лишь порядок величин, характеризующий палеотемпературы подземных вод. Даже, казалось бы, такой количественный метод, как решение уравнений теплопроводности, отражающих распределение температур от остывающего магматического тела или в результате метаморфизма пород, дает самые приближенные цифры тепловых потоков. Весьма полезно полученные по какому-то одному методу значения палеотемператур подземных вод подтвердить другими методами, что в случае совпадения результатов повышает достоверность первого.

Методика палеогидрогеотермического анализа разработана главным образом для бассейнов пластовых вод. В. Ф. Борзасеков и Я. А. Ходжакулиев (1972) восстановление палеотемператур производят на основании учета степени уплотнения осадочных пород и глубины залегания складчатого фундамента, не игнорируя при этом палеоклиматические условия. Названные параметры позволяют рассчитать геотермический градиент и температуру пород на заданной глубине. Несколько иной способ предлагает А. М. Никаноров с соавторами (1975). Ими, как и в случае палеогидрогеохимического анализа, используется обобщенный показатель — геохронобата, с которой теснейшим образом связана температура земных недр. Приняв термический режим во времени постоянным, эти авторы путем несложных расчетов определяют геотермический градиент, а по нему палеотемпературы и изотермы водоносных комплексов (см. рис. 7.9).

Более сложны палеогидрогеотермические реконструкции бассейнов пластовых вод при наличии в прошлом магматической деятельности. Правда, тогда появляется масса дополнительной информации, на основании которой устанавливаются температуры магматического очага, зон метаморфизма, жильных выделений и т. д. Однако эти данные не всегда легко использовать для получения палеотемператур подземных вод.

Аналогичные трудности возникают при палеогидрогеотермических реконструкциях складчатых областей. Здесь также используется разнообразная информация. В ее числе — данные гомогенизации газовой-жидких включений, при которой устанавливается температура, при которой включение становится однофазным. Другой метод — определение температур древних терм по составу травертинов. В. А. Дислер (1971) указывает, что для сравнительно низкотемпературных терм травертины отличаются пони-

Таблица 7.7

Распределение геотермического градиента и теплового потока в различных структурных зонах Земли [Черемешный, 1972; и др.]

Тектонический регион	Геотермический градиент, °C/100 м	Тепловой поток, $10^{-6}$ кал/см <sup>2</sup> ·с
Складчатые области:		
альпийские	2—6	1—2,1
герцинские и каледонские	1,5—3,5	0,6—1,9
Платформенные области:		
на палеозойском фундаменте	2,5—3,5	0,6—2,2
на докембрийском фундаменте	1,0—2,5	0,5—1,3
Кристаллические щиты	0,6—1,0	0,6—1,3
Современные подвижные (вулканические) пояса	3—20	1,2—3,5
Рифтовые зоны материков	3—10	1,2—3,4
Океанические впадины	5—10	0,1—2,0

женными значениями Si/Fe; при увеличении температуры терм в травертинах это отношение возрастает.

Исходя из принципа длительного постоянства термического режима земных недр, многие исследователи при палеогидрогеотермических реконструкциях широко применяют аналогию с современными геотермическими закономерностями, используя для этих целей геотермические параметры различных ныне существующих структурных зон Земли (табл. 7.7).

#### 7.4. ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Значение палеогидрогеологических исследований тесно связано с практикой геологопоисковых работ. Изучение гидрогеологической истории позволяет разобраться в генезисе подземных вод и помогает оценке перспективности территорий в отношении различных полезных ископаемых (рудных, горно-химического сырья, нефти и газа, пресных и минеральных вод). В какой-то мере эти вопросы мы рассматривали в предыдущей главе, поэтому здесь акцентируем внимание на важности палеогидрогеологического анализа при поисково-разведочных работах.

В последние годы палеогидрогеологический анализ нашел применение при металлогенических исследованиях и поисках различных *рудных* месторождений. С деятельностью древних подземных вод связано образование, сохранение и разрушение не только вторичных (переотложенных) рудных залежей, но и многочисленных эндогенных и метаморфогенных [по В. И. Смирнову, 1976] месторождений, обязанных своим появлением гидротермальным растворам (см. гл. 6). Опыт палеогидрогеологического анализа при прогнозах перспектив металлоносности пока невелик, но у него заманчивое будущее, ибо только путем сочетания традиционных геологических методов и палеогидрогеологического анализа можно эффективно решить многие вопросы металлогении. В качестве примеров сошлемся на палеогидрогеологические исследования, проведенные Е. А. Басковым (1976) с целью изучения генезиса Джезказганского месторождения меди и Ангаро-Илимской группы железорудных месторождений.

Джезказганское месторождение находится в Центральном Казахстане и представлено медными или свинцово-медными сульфидными рудами, которые образуют пластовые залежи (в песчаниках, чередующихся

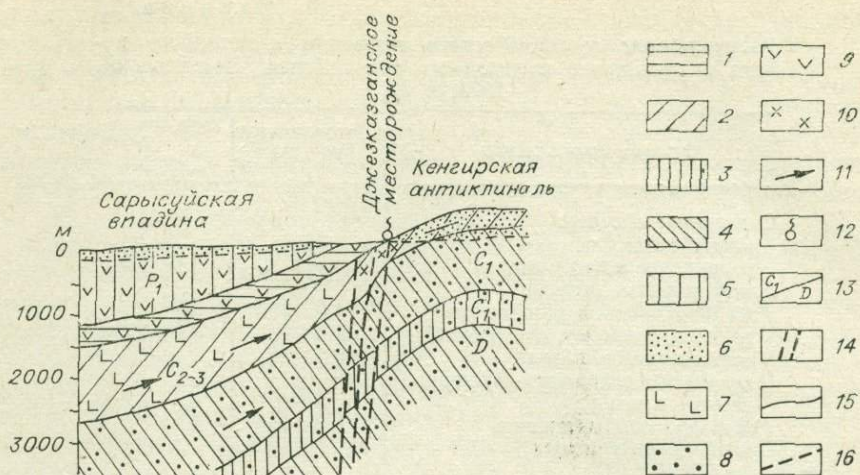


Рис. 7.10. Палеогидрогеологическая схема Джезказганского месторождения, конец пермского периода [Басков, 1976].

1 — преимущественно глинистые водоупорные толщи. 2 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. 3 — преимущественно карбонатные породы. 4 — чередование терригенных и карбонатных пород. 5 — карбонатные и терригенные породы с гипсом и солью. 6—9 — воды с минерализацией (г/кг): 6 — пресные и слабосоленые кислородно-азотные; 7 — хлоридные и сульфатно-хлоридные азотные, до 15—25; 8 — хлоридные метановые, местами сероводородные, до 30—35; 9 — хлоридные, до 270—350. 10 — зона смешения хлоридных и сульфатно-хлоридных меденосных вод с хлоридными метановыми и сероводородными водами (зона возникновения сероцветной окраски в песчаниках и образования стратифицированных рудных залежей). 11 — направление движения подземных вод. 12 — источники. 13 — стратиграфические границы и возраст отложений. 14 — зоны разломов. 15 — литологические границы. 16 — границы гидрохимических зон.

с алевролитами и аргиллитами) и жильные тела. Одни исследователи (К. И. Сатпаев и др.) связывают образование месторождения с деятельностью гидротермальных растворов магматического происхождения, другие (В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн) считают его осадочным, точнее осадочно-метаморфогенным. Палеогидрогеологические реконструкции, выполненные А. И. Германовым, А. И. Перельманом и Е. А. Басковым, выявили тесную связь пермских гидротермальных растворов с рудоотложением. В дополнение к двум названным концепциям появилась третья, кажется, наиболее аргументированная точка зрения на генезис Джезказганского месторождения. Так, Е. А. Басков (рис. 7.10) формирование вкрапленных сульфидных руд объясняет существованием на площади будущего месторождения в конце позднего палеозоя (а может быть, и в начале мезозоя) пластовых очагов разгрузки подземных вод из отложений карбона и трещинно-жильных источников, выводящих подземные воды из более глубоких горизонтов. В месте смешения этих двух восходящих потоков — пластового и по зоне разлома — возник восстановительный сероводородный барьер, которому и обязано осаждение сульфидных руд меди и других металлов. Насколько реальна такая концепция, судить трудно. Во всяком случае она более убедительна, чем выдвигавшиеся ранее.

Ангаро-Илимская группа железорудных месторождений, расположенная на юге Сибирской платформы, приурочена к трубкам взрыва, которые прорывают платформенный чехол и с которыми связаны продукты гидротермального метасоматоза, в том числе магнетитовые руды. Размещение трубок взрыва и железорудных месторождений контролируется региональными зонами разломов. По ним многократно происходило внедрение трапповой магмы.

В итоге палеогидрогеологического анализа Е. А. Басков и М. М. Пухаревич выдвинули гипотезу образования железорудных месторождений путем взаимодействия подземных рассолов с остывающими телами трапповой магмы. Зона разломов и трубки взрыва в нижнетриасовую эпоху

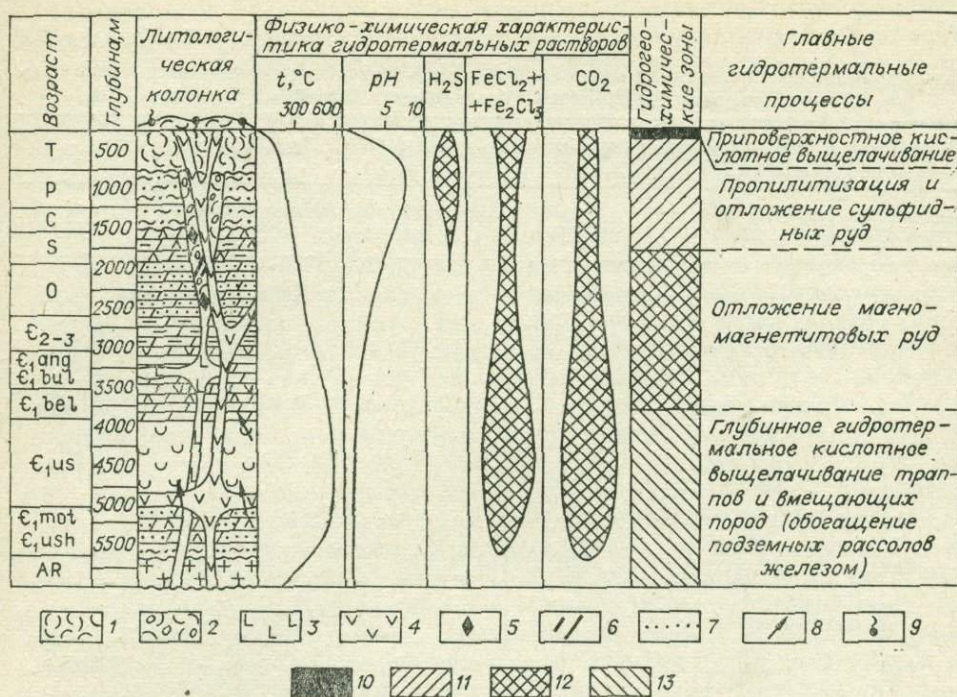


Рис. 7.11. Палеогидрогеологическая схема формирования железных руд в Ангаро-Илимском районе, рудный этап (по Е. А. Баскову).

1 — туфогенные породы; 2 — туфы вулканической трубки; 3 — интрузивные траппы первой фазы; 4 — интрузивные траппы второй фазы; 5 — скарны; 6 — жильные магнетитовые руды; 7 — сульфиднорудная минерализация (халькопирит-пирротиновая); 8 — направление движения подземных вод и рассолов; 9 — источники; 10 — кислые хлоридные и сульфатные термы fumarольного типа; 11 — хлоридные сероводородные и углекислые соленые воды и рассолы; 12 — хлоридные слабокислые и щелочные рассолы; 13 — кислые сильноконцентрированные рассолы с высоким содержанием железа.

представляли очаги разгрузки рассолов из соленосных и подсолевых отложений Сибирской платформы. Рассолы активно взаимодействовали с магмой, разлагали магматические породы и способствовали переносу хлоридов железа. В результате снижения температуры при подъеме и дегазации рассолов на глубинах 600—800 м началось выпадение магнетита, а затем сульфидов железа. Палеогидрогеологическая схема формирования железных руд и стадийность гидротермальных процессов показаны на рис. 7.11.

Эта гипотеза (в отличие от трактовки генезиса магнетитовой и сульфидной минерализации исключительно в результате дифференциации трапповой магмы) гораздо логичнее объясняет процессы минералообразования и изменения во времени гидротермальных растворов, хотя дискуссионность отдельных ее положений очевидна. Среди спорных моментов назовем, например, отнесение железообразующих растворов к экзогенным (в основном седиментогенным) водам и умаление роли магматических эксгальций в рудообразовании. Отсюда субъективизм при оценке участия инфильтрогенных и магматогенных вод в гидротермальном процессе. Тем не менее ее авторы правы в главном: они сумели показать основное значение подземных рассолов в формировании магнетитовой минерализации Ангаро-Илимского района.

С участием подземных вод, в частности рассолов, на Сибирской платформе происходило образование также свинцово-цинковых залежей, самородной меди и других рудных проявлений. Рассолы имели отношение и к кальцитовой минерализации, обеспечившей формирование месторождений и сландского шпата. Почти тождественный состав жидких включений в ис-

Сопоставление состава жидких включений в кристаллах исландского шпата [Андрусенко, 1971] и рассолов Тунгусского артезианского бассейна [Борисов, 1978]

Включения в исландском шпате (условия залегания)			Рассолы		
Минерализация, г/л	Формула Курлова	$\frac{rNa}{rCl}$	Минерализация, г/л	Формула Курлова	$\frac{rNa}{rCl}$
Зоны дробления прижерловых фаций			Скв. 1к Большепорожская		
118	$\frac{Cl99}{Na77Ca22}$	0,77	102	$\frac{Cl99}{Na79Ca21}$	0,79
Шаровые лавы			Скв. 36п, профиль Тутончаны — Тура		
76	$\frac{Cl100}{Ca55Na44}$	0,44	187	$\frac{Cl99}{Ca50Na44}$	0,44
Мандельштейны			Скв. СТ-1 Аллюнская		
449	$\frac{Cl100}{Ca68Na31}$	0,31	319	$\frac{Cl100}{Ca64Na33}$	0,33
Миндалекаменные базальты			Скв. 21п, профиль Тутончаны — Тура		
134	$\frac{Cl99}{Ca86Na14}$	0,14	12	$\frac{Cl98}{Ca84Na14}$	0,15
Мандельштейны			Скв. 1п Аллюнская		
153	$\frac{Cl100}{Ca92Na8}$	0,08	107	$\frac{Cl100}{Ca87Na8}$	0,08

ландском шпате и современных рассолов Сибирской платформы (табл. 7.8) указывает, что шпатообразование возможно и в современную эпоху. Стабильности физико-химической обстановки, относительной неизменности состава и большим ресурсам рассолов обязано появление исландского шпата в очагах разгрузки на огромной территории [Борисов, 1978]. Все это дает возможность по-иному, чем раньше, и более обоснованно прогнозировать месторождения исландского шпата на Сибирской платформе.

Палеогидрогеологические реконструкции крайне необходимы для выяснения генезиса и целенаправленных поисков месторождений *горнохимического сырья* — серы, гипса, каменной, калийных и других солей. Образование, сохранение и разрушение таких залежей возможно лишь при определенных параметрах гидрогеодинамического и гидрогеохимического режима в течение длительного геологического времени.

В этом отношении интересно Гаурдакское серное месторождение в Туркмении [Гуревич и др., 1970]. Его образование находится в прямой зависимости от истории древней долины, на склоне которой оно расположено. Благодаря инфильтрации неогеновых вод и возникновению глубокого «языка» зоны интенсивного водообмена стало возможным окисление сероводорода, приведшее к появлению осадочных и метасоматических серных руд в карстовых пустотах или глубоких частях ангидритовой толщи. Кислородная граница постепенно мигрировала вверх и на этом уровне законсервировалась. Сохранение серной залежи обеспечивалось длительным господством восстановительной обстановки.

Сохранение пластов солей контролируется интенсивностью этапов инфильтрационного водообмена, происходивших после солеотложения. Для этого важно восстановить масштабы карстовых процессов. Подобные попытки делались при изучении нижнекембрийской галогенной формации юга Сибирской платформы. Здесь следы деятельности древних ин-

фильтропогенных вод в виде соляного, гипсового или карбонатного карста и различных постседиментационных изменений пород отмечены по всему разрезу карбонатно-соленосной толщи. Отчетливо устанавливаются три эпохи карстообразования — среднекембрийская, доюрская (пермо-триасовая) и послепермская (современная). Весьма длительной была доюрская эпоха, по масштабам разрушительной деятельности карст в это время оказался вполне соизмерим с эрозией. Достаточно интенсивно происходит выщелачивание и в современную эпоху.

Наличие следов интенсивных карстовых процессов дало основание А. Е. Ходькову (1967) говорить о возникновении вдоль южного обрамления Сибирской платформы громадного краевого рва выщелачивания (глубиной до 1—2 км), выполненного затем юрскими отложениями. Более того, им указывается на возможность отделения на внешней стороне карстово-провального рва от кристаллического массива призмы северо-восточной ориентировки. Образовавшийся среди кристаллических пород клин отседания заполнился водой. Так А. Е. Ходьков рисует появление впадины оз. Байкал.

Карстовое происхождение краевого рва вдоль южного обрамления Сибирской платформы, а тем более впадины оз. Байкал не подтверждается геологическими данными. Критический анализ этой надуманной гипотезы дан Н. А. Флоренсовым и С. М. Замараевым (1968, с. 144), которые видят в ней «неоправданное преувеличение геологической роли процессов выщелачивания солей». Каковы же на самом деле масштабы выщелачивания на юге Сибирской платформы? Они не столь грандиозны: мы уже приводили цифру 100 м (раздел 5.1), характеризующую глубину выщелачивания по сохранившейся «замещенной» мощности кавернозных надсолевых доломитов. По другой сходной оценке [Кустов, 1979], размывался главным образом верхний пласт каменной соли на глубину не более 200 м, несколько активнее выщелачивание происходило разве что вдоль зон тектонических разломов.

Таким образом, значение прошлой деятельности подземных вод не следует переоценивать. В частности, об этом необходимо помнить при прогнозах калиеносности. Поскольку калийные соли (карналлит, сильвин и т. д.) легко разрушаются от соприкосновения с подземными водами невысокой минерализации, возможность сохранения или разрушения их залежей находится в прямой зависимости от интенсивности этапов инфильтрационного водообмена, имевших место после солеотложения. На Сибирской платформе и в Туркмении это обстоятельство учитывалось при прогнозе калийных солей [Пиннекер, 1966; Беленицкая и др., 1970].

Наиболее широко палеогидрогеологический анализ используется при прогнозах *нефтегазоносности*. История подземных водоносных систем отражает процессы возникновения, сохранения или разрушения в них скоплений углеводородов, поскольку нефть и газ мигрируют с водой. Ранее уже отмечалось, что при содержании в породах углеводородов менее 1—2% преобладающей, а большей частью единственной транспортирующей их средой является водный раствор [Вышемирский и др., 1971; Гуревич и др., 1972].

Месторождения нефти и газа, следуя образному сравнению В. Н. Корценштейна (1976), и качестве документа геологической деятельности подземных вод ничем не отличаются от упомянутых ранее травертинов. Более того, будучи такими же уцелевшими памятниками — следами геологических процессов, такие залежи очень подвижны и сильнее испытывают влияние гидрогеологической истории, вследствие чего по ним удастся восстановить более полную картину геологической деятельности воды, чем по травертинам. Параметры нефтегазовых залежей представляют важный исходный материал для убедительного палеогидрогеодинамического, палеогидрогеохимического или палеогидрогеотермического анализа. Так, они помогают восстановить объемы участвовавших

в нефтегазообразовании подземных вод, состав и упругость растворенных газов в период наиболее активного их проявления; возможны реконструкции геохимического облика подземных вод и пластовых температур.

Формирование залежей нефти и газа происходит главным образом в бассейнах седиментации на элизионных этапах. Седиментогенные воды, обогащенные органическим веществом, отжимаются в процессе прогибания бассейнов. Исходя из гипотезы органического происхождения нефти, места палеопьезомаксимумов следует рассматривать как зоны нефтегазообразования, в которых идет генерация углеводородов. Наоборот, области поднятий, в сторону которых направлено движение древних подземных вод на элизионных этапах, характеризуются палеопьезоминимумами и представляют зоны нефтегазоаккумуляции.

Дальнейшая история скоплений углеводородов, сформировавшихся в палеопьезоминимумах, зависит от интенсивности и направленности палеогидродинамических процессов, в первую очередь на этапе инфильтрационного водообмена. В случае унаследованного характера тектонических движений, небольших скоростей перемещения подземных вод, низких концентраций в них окислителей и др., залежи сохранятся на последующих этапах гидрогеологической истории. Если же отмечается инверсия тектонических движений, приводящая к изменению направления миграции флюидов, или значительные скорости потока подземных вод, залежь перестроится или вовсе разрушается.

Большое значение имеет определение масштабов окисления углеводородов сульфатами инфильтрованных вод. Разрушительная способность сульфатов зависит от их содержания в воде и скорости движения потока. А. А. Карцев и другие (1969) время полного окисления газовой залежи растворенными сульфатами выражают формулой:

$$\tau_{ox} = 6K \frac{Q_r}{U_b \cdot F \cdot m_{ox}} \quad (7.6)$$

где  $U_b$  — скорость подземного потока;  $F$  — площадь газоводяного контакта;  $m_{ox}$  — содержание в воде сульфатов,  $Q_r$  — запас газа в залежи,  $K$  — поправочный коэффициент, равный для газовой залежи 6 и для нефтегазовой 0,5.

Расчеты минимальных теоретических сроков разрушающей способности растворенных сульфатов иллюстрируют масштабы разрушения газовых и нефтяных месторождений (табл. 7.9). Из данных видно, что реальная возможность разрушения имеется далеко не всегда. Для газовой залежи с запасами 10 млрд. м<sup>3</sup> метана, в зависимости от скорости движения подземных вод и их сульфатности окисление происходит медленнее (от 60 млрд. до 6 тыс. лет), чем для нефтяной с запасами 10 млн. т (от 5 млрд. до 500 лет).

Таблица 7.9

Время разрушения газовой и нефтяной залежей в зависимости от скорости движения и сульфатности подземных вод [Карцев и др., 1969]

Содержание SO <sub>4</sub> в водах, г/л	Срок полного окисления газовой залежи с запасами 10 млрд. м <sup>3</sup> (метан), годы				Срок полного окисления нефтяной залежи с запасами 10 млн. т (пентадекан), годы			
	Скорость потока, м/год							
	0,01	0,1	1	10	0,01	0,1	1	10
0,001	6 · 10 <sup>10</sup>	6 · 10 <sup>9</sup>	6 · 10 <sup>8</sup>	6 · 10 <sup>7</sup>	5 · 10 <sup>9</sup>	5 · 10 <sup>8</sup>	5 · 10 <sup>7</sup>	5 · 10 <sup>6</sup>
0,01	6 · 10 <sup>9</sup>	6 · 10 <sup>8</sup>	6 · 10 <sup>7</sup>	6 · 10 <sup>6</sup>	5 · 10 <sup>8</sup>	5 · 10 <sup>7</sup>	5 · 10 <sup>6</sup>	5 · 10 <sup>5</sup>
0,1	6 · 10 <sup>8</sup>	6 · 10 <sup>7</sup>	6 · 10 <sup>6</sup>	6 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>7</sup>	5 · 10 <sup>6</sup>	5 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>4</sup>
1	6 · 10 <sup>7</sup>	6 · 10 <sup>6</sup>	6 · 10 <sup>5</sup>	6 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>6</sup>	5 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>
10	6 · 10 <sup>6</sup>	6 · 10 <sup>5</sup>	6 · 10 <sup>4</sup>	6 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>

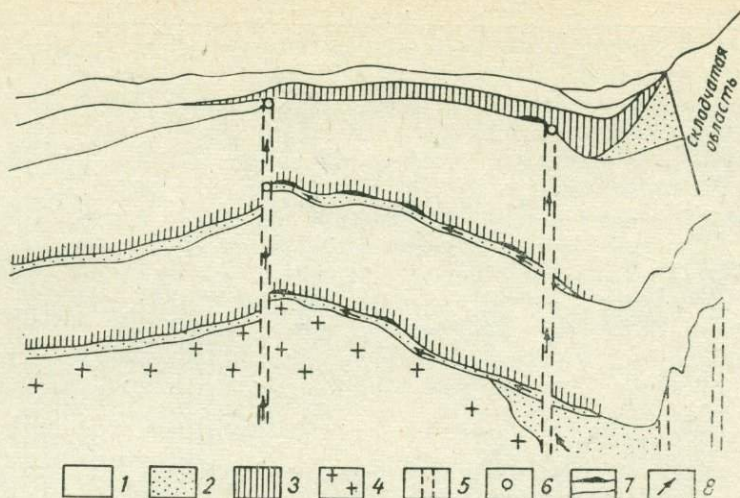


Рис. 7.12. Связь нефтегазовых залежей с очагами разгрузки подземных вод (по В. А. Кротовой).

1 — чередование водоносных и водоупорных пород; 2 — водонефтегазоносные горизонты; 3 — водоупорные породы; 4 — кристаллический фундамент; 5 — зоны разломов и разгрузки флюидов; 6 — зоны проявления гидрогеологических аномалий; 7 — залежи нефти и газа; 8 — направление движения воды.

Большинство нефтегазовых месторождений образуется в пограничной полосе между областями распространения седиментогенных и инфильтрационных вод. Обычно залежи тяготеют к древним очагам разгрузки подземных вод (см. раздел 6.4). Оптимальные условия создаются при благоприятном сочетании различных факторов в очагах затрудненной разгрузки древних вод при совместном воздействии геостатического и гидростатического давлений. Приуроченность скопления нефти и газа к зонам древней разгрузки [Кротова, 1962, 1970; Карцев, 1963, 1972; Овчинников, 1963, 1968] может считаться важной гидрогеологической закономерностью, находящейся в основе прогноза нефтегазоносности по палеогидрогеологическим показателям.

Для выяснения условий сохранения (или разрушения) нефтегазовых залежей важно оценить роль разломов на различных этапах гидрогеологической истории. Подобно другим тектонически ослабленным участкам земной коры, разломы способствовали разгрузке подземных вод и активизировали их движение. Вместе с водами переносились углеводороды, которые, как правило, образовывали скопления в ловушках, расположенных на пути движения подземных вод (рис. 7.12). С другой стороны, разломы как стимулятор движения подземных вод есть причина, из-за которой происходило переформирование или разрушение нефтегазовых залежей [Кротова, 1970]. Очень часто (пример тому Жигулевские дислокации Волго-Уральской области (см. рис. 6.11), Кумская аномальная зона Предкавказья или разломы глубокого заложения Западной Туркмении) многие месторождения нефти и газа тяготеют к глубоким зонам разломов во внутренних частях или по периферии бассейнов пластовых вод. По некоторым древним разломам разгрузка продолжается и в современную эпоху, что выдвигает такие очаги разгрузки в качестве важного поискового критерия месторождений нефти и газа.

Интерпретация палеогидрогеологической роли дизъюнктивных нарушений в процессах нефтегазообразования может быть сделана на примере Туранской плиты [Быков и др., 1966]. На палеогидрогеологической карте начала мела (рис. 7.13) видно несколько категорий разломов, активно проявлявших себя как стимуляторы движения подземных вод. Своеоб-

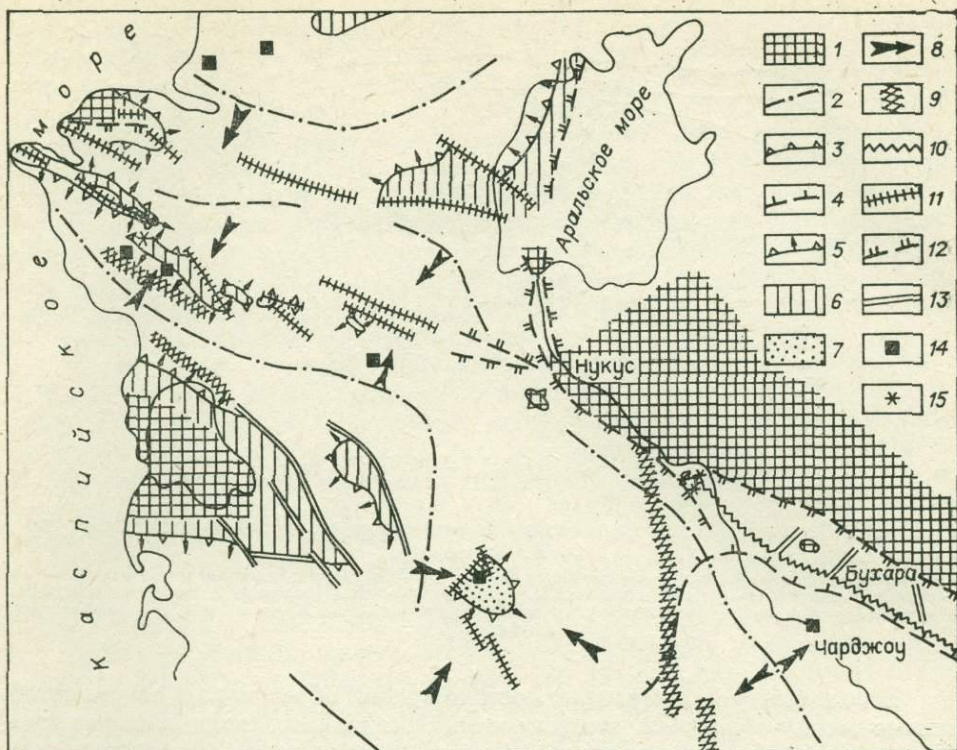


Рис. 7.13. Палеогидрогеологическая схема юга Туранской плиты к началу нижнего мела (по Р. И. Быкову, С. Б. Вагину, В. П. Гаврилову).

1 — области отсутствия юрских отложений; 2 — оси областей максимального прогибания к началу нижнего мела; 3 — контуры выходов юрских отложений на предмеловую поверхность, соответствующие наиболее приподнятым областям к началу нижнего мела; 4 — граница распространения эвапоритов гаурдакской свиты; 5 — направление движения инфильтрованных вод; 6 — области возможной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод; 7 — области возможной смены гидрогеологических условий; 8 — направление движения подземных вод (и углеводородов) на седиментационном этапе, предшествовавшем рассматриваемому времени гидрогеологической истории; 9 — флексурно-разрывные зоны, к которым предположительно были направлены потоки подземных вод (с растворенными углеводородами); 10 — сдвиго-сбросовые зоны, с которыми могли быть связаны перетоки подземных вод; 11 — разломы, возможно, являвшиеся областями проявлений скрытой или открытой разгрузки подземных вод; 12 — разломы, являвшиеся тектоническим экраном для юрских отложений и служившие барьером на пути движения подземных вод; 13 — разломы, роль которых в палеогидрогеологии не раскрыта; 14 — места, в пределах которых могли формироваться скопления углеводородов к началу нижнего мела; 15 — места, в пределах которых, возможно, происходило разрушение скоплений углеводородов в эпоху преднижнемелового размыва.

разна роль флексурно-разрывных зон; при их образовании создавались благоприятные условия интенсификации движения седиментогенных вод и формирования нефтегазовых залежей. Это позволило установить направление движения подземных вод с растворенными углеводородами, а также места локализации или разрушения залежей нефти и газа.

Кроме перечисленных закономерностей, при прогнозе нефтегазоносности необходимо учитывать: 1) расстояние скоплений углеводородов от древних и современных зон инфильтрации; 2) длительность элизионных и инфильтрационных этапов; 3) показатели интенсивности элизионного и инфильтрационного водообмена. Взаимотношение этих параметров, по мнению А. А. Карцева, позволяет наметить наиболее благоприятные палеогидрогеологические условия для сохранения месторождений нефти и газа, главными из которых будут: присутствие в нефтегазоносных отложениях на протяжении всей истории седиментогенных вод; нахождение

ние там древних инфильтрогенных вод предшествующих (по отношению ко времени образования залежи) этапов; минимальная величина ПИИВ после образования залежи и минимальная длительность последующих (относительно времени формирования залежи) инфильтрационных этапов. Но и без этих условий нефтегазовые месторождения сохраняются: многократное промывание инфильтрогенными водами нефтегазоносных отложений лишь частично разрушает залежи. Для полного разрушения необходимы большие скорости движения и высокая сульфатность вод.

Существует метод количественной оценки перспектив нефтегазоносности по палеогидрогеологическим данным [Карцев и др., 1969]. В первом приближении для сравнительной оценки двух или нескольких объектов (районов, комплексов, пластов) общее количество нефти в объекте  $Q_H$  определяется по следующей формуле:

$$Q_H = V_{\Sigma} \cdot C - V_U \cdot C_{Ox}, \quad (7.7)$$

где  $V_{\Sigma}$  — объем вод, участвовавших в элизионном водообмене,  $C$  — содержание в седиментогенных водах углеводородов и других нефтегазообразующих компонентов,  $V_U$  — объем вод, участвовавших в инфильтрационном водообмене,  $C_{Ox}$  — содержание в инфильтрогенных водах окислителей (сульфатов и т. д.).

В приведенном виде метод игнорирует возможность поступления нефтегазообразующих веществ с водами инфильтрации и неорганическим путем. Между тем (согласно М. Е. Альтовскому, 1967) нефтегазообразование происходит в существенной мере за счет инфильтрогенных вод, которые переносят и концентрируют углеводороды (упомянутая в гл. 6 «гидрогеологическая» гипотеза происхождения нефти). Известны случаи (например, на Камчатке) выноса углеводородов в вулканических очагах, т. е. появления их неорганическим путем. Гидрогеологическое обоснование неорганического происхождения нефтегазовых месторождений, например, содержится в работах В. А. Кротовой (1970), В. Ф. Дерпгольца и др.

Можно назвать и другие полезные ископаемые, при изучении и прогнозировании месторождений которых используются палеогидрогеологические исследования, в том числе и месторождения подземных (пресных и минеральных) вод. Из вышеизложенного вытекает, что без палеогидрогеологических реконструкций нельзя познать жизнь подземных водоносных систем, а следовательно, вести грамотно поиски и оценку приуроченных к ним водных ресурсов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Е. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности. М.: Недра, 1967. 121 с.
- Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. 228 с.
- Беленицкая Г. А., Гуревич М. С., Седлецкий В. И. К палеогидрогеологии соляного карста Гиссарского калиеносного бассейна. — В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 259—264.
- Борзасеков В. Ф., Ходжакулиев Я. А. Методические основы палеогеотермических реконструкций нефтегазоносных бассейнов. — Изв. вузов. Серия нефть и газ, 1972, № 8, с. 3—7.
- Борисов В. Н. К истории хлоридных вод Тунгусского артезианского бассейна. — В кн.: Региональная гидрогеология и инж. геология Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 35—50.
- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А. Методика построения региональных схематических карт палеогидродинамической обстановки. — Сов. геология, 1970, № 9, с. 19—33.
- Быков Р. И., Вагин С. Б., Гаврилов В. П. Роль палеогидрогеологических условий в формировании региональных зон нефтегазоаккумуляции. — Геол. нефти и газа, 1966, № 6, с. 29—36.
- Волбуев Г. П. Некоторые количественные показатели условий залегания подземных вод и пути их применения в палеогидрогеологии. — В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 279—281.

- Вышемпрский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск: Наука, 1971. 168 с.
- Гавич И. К., Медведева И. Г., Шановая Л. И. Задачи и методика моделирования палеогидродинамических процессов.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1975.
- Галицын М. С. К истории Западно-Сибирского артезианского бассейна.— Труды ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии, 1971, вып. 38, с. 91—114.
- Гатальский М. А. Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей.— Геологический сборник, 1951, вып. 1 (IV), с. 43—46.
- Гуревич М. С., Беленицкая Г. А., Померанц Л. Б. Палеогидрогеологические условия образования Гаурдакского серного месторождения.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 250—258.
- Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 271 с.
- Дзюба А. А. Эволюция гидрогеологической структуры восточной окраины Иркутского амфитеатра в условиях континентальной обстановки.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Иркутск, 1969, с. 35—42.
- Дислер В. Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1971, № 3, с. 114—124.
- Ильин В. А. и др. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей.— Геохимия, 1979, № 6, с. 888—901.
- Карцев А. А. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований (при изучении генезиса нефтяных и газовых залежей и оценке перспектив нефтегазоносности).— В кн.: Проблемы гидрогеол. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 271—276.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 1-е. М.: Госгостехиздат, 1963. Изд. 2-е. М.: Недра, 1972. 280 с.
- Карцев Н. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 151 с.
- Колодий В. В. Принципы и результаты палеогидрогеологических исследований в сопоставлении с современными гидродинамическими условиями (на примере Западно-Туркменской впадины).— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 142—151.
- Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М.: Недра, 1976. 309 с.
- Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Л.: Госгостехиздат, 1962. 330 с.
- Кротова В. А. Некоторые вопросы палеогидрогеологии в связи с размещением нефтегазовых бассейнов и формированием залежей.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 37—45.
- Кудряков В. А. Общие черты развития пластовых водонапорных систем.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 88—93.
- Кулаков Н. В. Палеогидрогеологические условия формирования газонефтяных месторождений (на примере Саратовско-Волгоградского Поволжья). М.: Недра, 1964. 196 с.
- Кустов Ю. И. Хлоридные натриевые рассолы юга Сибирской платформы (геохимия, ресурсы, использование). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979. 19 с.
- Лялько В. И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев: Наукова думка, 1974. 129 с.
- Маврицкий Б. Ф. Об истории развития Западно-Сибирского артезианского бассейна и перспективы его нефтегазоносности.— Геология нефти, 1958, № 4, с. 38—44.
- Маков К. И. К вопросу о путях формирования подземных вод Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН СССР, 1944, т. 44, с. 415—417.
- Методика палеогидрогеологических исследований. Материалы 1-й научной конференции по палеогидрогеологии, 1966 г. Ашхабад, 1970. 389 с.
- Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Барцев О. Б. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1975. 190 с.
- Никаноров А. М., Сианисян Э. С. Новые методы палеогидрогеохимических реконструкций на основе флюидных включений.— В кн.: Поровые растворы в геологии. Минск, 1980, с. 27—41.
- Овчинников А. М. Палеогидрогеология и ее значение при решении вопросов поисков месторождений полезных ископаемых.— Сов. геология, 1966, № 4, с. 35—40.
- Овчинников А. М. Палеогидрогеология и палеогеография.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 11—17.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. (Закономерности распространения и формирования подземных вод). М.: Наука, 1977. 196 с.
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Ломоносов И. С. и др. Гидрогеология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 170 с.
- Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. 210 с.

- Самсонов Ф. П., Качалов Ю. М., Якобсон Г. П. Новый метод палеогидродинамических исследований водонапорных систем.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 62—68.
- Семихатов А. М. О гидрогеологических циклах.— Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 6, с. 629—630.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М.: Недра, 1969. Изд. 3-е, 1976. 688 с.
- Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974. 263 с.
- Сеадецки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 88—106.
- Флоренсов Н. А., Замараев С. М. О новой гипотезе происхождения впадины оз. Байкал.— Геол. и геофиз., 1968, № 11, с. 142—144.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газожидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минерал. микровключения. М.: Наука, 1965, с. 74—263.
- Ходьков А. Е. К оценке масштаба проявления и геологической роли гидрогеологических процессов в Ангаро-Ленском бассейне.— Вестник ЛГУ, 1967, № 24, вып. 4, с. 30—40.
- Череменский Г. А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 272 с.
- Чирвинский П. Н. Палеогидрогеология.— Проблемы сов. геологии, 1933, № 8, с. 107—122.
- Шаголянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод центральной и восточной частей Северного Кавказа.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, 1949, т. 6, с. 33—45.
- Nähne R. Neue methodische Aspekte einer paläohydrogeologischen Analyse.— Zeitschrift für angewandte Geologie, 1978, Bd 24, N 1, S. 38—43.
- Nähne R., Kluge W. Rekonstruktion paläohydrodynamischer Verhältnisse des Bundsandsteins im Mitteleuropäischen Becken mit Hilfe Elektroanalogie.— Z. angew. Geol., 1976, H. 22, V. 12, S. 574—583.
- Milde G., Hagendorf U., Tetzlaff U. Arbeitsmethodische Beiträge zur Paläohydrogeologie.— Z. angew. Geol., 1969, N 7, S. 368—373.

## 8. ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Современные подземные воды — естественный продукт сложного взаимодействия в системе вода — порода — газ — живое вещество. Генетический их облик отражает долю участия той или иной генетической разновидности в изучаемом образце. Понятие «генезис» характеризует происхождение и последующие изменения подземных вод.

По происхождению современные подземные воды весьма разнообразны: они могут быть и однородны, и разнородны. Точно так же определение их генетического облика в одних случаях производится легко, в других — представляет сложную проблему. Достаточно просто устанавливается генетический облик подземных вод неглубоких горизонтов. Например, зона интенсивного водообмена представлена обычно водами метеорного генезиса, понавшими в недра Земли в результате инфильтрации или конденсации. Однако в зонах замедленного и пассивного водообмена или глубоких тектонических разломах встречаются воды иного происхождения. Тут находится большей частью смесь различных генетических типов подземных вод. Таковы, например, рассолы, термальные и углекислые воды, а также парогидротермы гейзеров или вулканов. По поводу их образования высказываются самые различные точки зрения.

Все это свидетельствует о необходимости выделения специального направления — *генетической гидрогеологии*, или — при широком подходе — *гидрогении* [Nähne e. a., 1980].

Для установления доли участия тех или иных исходных разновидностей в общей массе подземных вод необходим комплексный подход, начиная

с реконструкции гидрогеологической истории и кончая геохронологией подземных вод. Наиболее точная диагностика получается, когда в комплексном подходе сочетаются следующие основные приемы: 1) данные палеогидрогеологических реконструкций, 2) изучение изотопного состава подземных вод, 3) установление возраста подземных вод.

#### 8.1. ДАННЫЕ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Палеогидрогеологические реконструкции изучаемой подземной водоносной системы дают возможность в первом приближении судить о генетических разновидностях, которые участвовали в формировании подземных вод. В этом случае на основе принципа актуализма полезно воспользоваться палеогидрогеодинамическими и палеогидрогеохимическими данными.

*Палеогидрогеодинамические данные* позволяют определить количественное соотношение между инфильтрогенными и седиментогенными водами, а часто и водами, появление которых связано с магматизмом или метаморфическими процессами.

Процесс вытеснения, например, седиментогенных вод инфильтрогенными весьма сложен. Пока он не поддается математическому описанию и моделированию, поскольку замещение одних вод другими происходит крайне неравномерно во времени и пространстве. Поэтому для количественной оценки очень важно опираться на апробированные в той или иной степени параметры, а уже потом решать, сколько раз должен «промыться» резервуар подземных вод, чтобы инфильтрогенные воды вытеснили седиментогенные. Точно так же нужны реальные исходные данные для определения доли ювенильных или метаморфогенных вод. Приведем основные методы такой оценки.

##### 1). *Определение интенсивности внедрения инфильтрогенных вод.*

Метод имеет несколько модификаций. Вот некоторые.

А. М. Никаноров с соавторами (1975) попытались в Предкавказье смоделировать процесс внедрения инфильтрогенных вод. В качестве модели принят верхнемеловой пласт — коллектор, вскрытый на глубине более 3000 м. Природный процесс воспроизводился путем закачки через скважину пресной воды в пласт, а контроль эксперимента — в виде последующего извлечения закачанной воды. Эксперимент длился более 5 мес, в ходе его велись наблюдения за составом воды, темпом нагнетания и отбора.

Число циклов водообмена  $N$  подсчитывается как отношение объема закачанной в пласт воды  $V$  к емкости всего пласта:

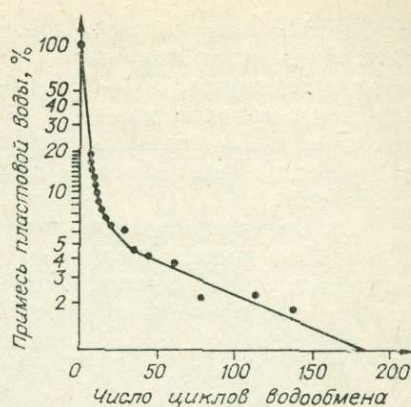
$$N = \frac{V}{V_{\Pi} \cdot M_{\Pi}} \quad (8.1)$$

где  $V_{\Pi}$  — общий объем,  $M_{\Pi}$  — степень трещиноватости пород.

Как видно из рис. 8.1, на котором сведены результаты эксперимента, наиболее высокий темп внедрения закачиваемых вод отмечался для первых десяти циклов — они заменили 88% пластовой воды; в дальнейшем интенсивность резко упала: последующие 8,5% вытеснены за 50 циклов, а на оставшиеся 3,5% пластовой воды потребовалось 120 — 140 циклов.

Названные объемы внедрения следует считать сугубо приближенными, так как проведенный эксперимент никоим образом не является моделью природного процесса инфильтрации. Однако приведенные цифры могут

Рис. 8.1. График зависимости количества пластовой воды в извлекаемых смесях от числа циклов водообмена в пласте [Никаноров и др., 1975].



быть взяты за исходные для оценки пропорции смешения седиментогенных и инфильтрогенных вод в водоносном горизонте.

Расчеты показателя интенсивности инфильтрационного водообмена (ПИИВ), выполненные по методике А. А. Карцева и С. Б. Вагина для ряда бассейнов пластовых вод Советского Союза, привели к несколько иным, более осторожным результатам. ПИИВ примерно отвечает числу водообмена  $N$ , если его рассчитывать по формуле (8.1). При величине ПИИВ порядка нескольких единиц водоносные горизонты, как полагают Г. В. Богомолов и др. (1972), содержат преимущественно седиментогенные воды. Когда количество ПИИВ достигает одного или нескольких десятков, эти авторы говорят о смеси седиментогенных и инфильтрогенных вод. В случае же, если величина ПИИВ равна сотням или тысячам, в водоносных горизонтах — тут с авторами следует полностью согласиться — находятся исключительно инфильтрогенные воды.

Из сравнения экспериментальных данных и рекомендаций Г. В. Богомолова с соавторами видно, что полученные ими цифры несколько завышены. Поэтому при установлении генетического облика подземных вод исследователи, в том числе и авторы приведенных рекомендаций, ориентируются на промежуточные значения.

В качестве примера сошлемся на интерпретацию палеогидрогеодинамических расчетов, выполненных С. Б. Вагиным, А. А. Карцевым, Т. И. Уваровой и И. В. Яворчук для основных водоносных комплексов Западно-Сибирской артезианской области. Согласно оценке этих авторов, на протяжении всей гидрогеологической истории в юрском водоносном комплексе преобладал элизионный водообмен: ПИЭВ (показатель интенсивности элизионного водообмена) каждого гидрогеологического цикла более 1, а ПИИВ лишь временами достигал 1, свидетельствуя об очень слабой динамичности подземных вод и подчиненном значении метеогенных вод древних инфильтрационных этапов. Вышележащий неокомский водоносный комплекс характеризуется большим количеством инфильтрационных водообменов. Суммарное число ПИЭВ примерно отвечает суммарному количеству ПИИВ, т. е. седиментогенные и инфильтрогенные воды находятся в неокомском водоносном комплексе в сопоставимых количествах, хотя седиментогенные воды, вероятно, преобладают. Апт-альбсеноманский водоносный комплекс характеризуется преобладанием инфильтрационного водообмена: ПИИВ в несколько раз больше ПИЭВ, что, по мнению авторов, указывает на возможность заполнения и сохранения в современную эпоху инфильтрогенных вод во всем водоносном комплексе.

Современная гидрогеодинамика тоже имеет немалое значение для установления генетического облика подземных вод. Следуя принципу актуализма, современные скорости движения подземных вод можно распространять на более древние гидрогеологические циклы при условии, что геолого-структурные особенности подземных водоносных систем не подвергались серьезной перестройке. Подобным образом Б. И. Куделин (1959) подсчитал в Днепровско-Донецкой впадине кратность инфильтрационного водообмена, обеспечившего с конца миоцена — начала плиоце-

на формирование пресных вод. Суммарное число полных инфильтрационных водообменов получилось равным 420—630 в альб-сеноманском водоносном горизонте, 570—860 в бучакско-каневском комплексе, 500—750 в мергельно-меловой толще и 280—430 в юрских отложениях. Из приведенных цифр напрашивается вывод, что все эти водоносные комплексы содержат инфильтрогенные воды, седиментогенные воды полностью ими вытеснены.

## 2). Определение производительности потока седиментогенных вод.

Количество воды, образуемое в результате выжимания из глин, пока не поддается точной оценке. Сможет ли оно на протяжении длительного геологического времени обеспечить устойчивый поток седиментогенных вод? На поставленный вопрос одни исследователи [Мухин, 1965; Зайцев, Тарасов, 1972; Карцев, 1972; Басков, 1976] отвечают положительно, считая, что всюду в глубоких горизонтах артезианских бассейнов из глинистых отложений непрерывно происходит выжимание воды, т. е. с момента осадкообразования до стадии метаморфизма, и в количествах, не только сопоставимых, но и превышающих поток инфильтрогенных вод, другие — отрицательно. Отрицательный ответ обосновал расчетами В. Н. Корценштейн (1976). Последовательность его рассуждений такова.

Прежде всего он полагает, что не менее 75% воды, захороняющейся в бассейнах седиментации вместе с осадками, возвращается обратно в водоем, отжимаясь еще из илов на ранней стадии диагенеза. Если допустить, что одна четверть влаги целиком пошла на образование седиментогенных вод, их полный объем для подземной водоносной системы шириной 1000 км, мощностью глин 3 км и расстоянием от области питания до области разгрузки 500 км получится равным  $3,75 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>, а производительность потока при общей мощности пород-коллекторов 3 км, пористости 20% и скорости 1 м/год составит 0,6 км<sup>3</sup>/год. Тогда, ориентируясь на две полученные цифры — полный объем седиментогенных вод и их производительность, продолжительность устойчивого потока не превысит 0,65 млн. лет.

Приведенные расчеты основаны на приближенных к реальным условиям исходных параметрах. Автор воспользовался комплексной информацией, полученной при изучении артезианских бассейнов Предкавказья и Средней Азии, причем почти все параметры гарантированно завышают объем образующихся седиментогенных вод. Это относится, в частности, к принятой в расчет влажности: из глин в коллекторы не может выжиматься все 25% влаги, поскольку она частично химически связывается в глинистых минералах. Кроме того, расчетами совершенно игнорируется фактор разуплотнения глин, на это также тратится достаточно большое количество ранее выжатой воды. Но даже если исходные параметры занимают продолжительность устойчивого потока седиментогенных вод (пусть в 10 раз, что, кстати, вообще маловероятно), то и тогда седиментогенные воды не могут обеспечить огромного и непрерывно фильтрующегося в течение десятков миллионов лет потока подземных вод [Корценштейн, 1976].

Тем не менее в основе таких расчетов лежат весьма общие параметры, поэтому В. Н. Корценштейн, будучи в принципе прав, излишне категоричен, когда говорит об исключительно инфильтрационном происхождении потоков подземных вод. Такой вывод, как мы видели из рассмотрения динамики подземных вод глубоких горизонтов (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика»), справедлив по отношению к древним бассейнам пластовых вод, полностью охваченным гидростатическим режимом. Однако его нельзя распространять на глубокие горизонты артезианских бассейнов, которые недавно освободились из-под уровня моря и сложены сравнительно молодыми породами с повышенной влажностью. Тут существует геостатический режим, а следовательно, и потоки седимента-

ционного происхождения, которые функционируют, пока не иссякнут запасы влаги в глинах: в одних случаях продолжительное время, в других — кратковременно.

Расчет производительности потока седиментогенных вод по методике В. Н. Корценштейна крайне полезен для суждения о генетическом облике подземных вод. Следует при этом обязательно помнить, что он базируется на весьма ориентировочных исходных данных. Такой расчет желательно сопоставлять с общим историческим фоном и подкреплять определением интенсивности внедрения инфильтрогенных вод.

**3. Определение количества образующихся метаморфогенных и магматогенных вод.** Метаморфогенные воды образуются при дегидратации минералов осадочного или магматического происхождения. Большие их объемы могут появиться тогда, когда сложенные дегидратируемыми минералами толщи пород имеют значительную мощность и широкое площадное распространение. Таковы, например, пласты гипса или монтмориллонитовых глин в процессе их превращения соответственно в ангидриты и гидрослюды.

Участие метаморфогенных вод вполне вероятно в формировании ресурсов рассолов галогенно-сульфатных толщ Русской и Сибирской платформ. По оценке Е. В. Пиннекера (1977), на Сибирской платформе образовавшаяся при галогенезе маточная рапа затем была разубожена по крайней мере в 2—3 раза пресными водами, появление которых обязано обезвоживанию гипсов.

Еще больше химически связанной воды высвобождается в ходе превращения монтмориллонита в иллит и другие гидрослюды. Монтмориллонит содержит до 24% воды, а иллит не более 10%. При повышенных геотермических градиентах перестройка структуры глинистых минералов, сопровождающаяся выделением кристаллизационной («межслоевой») воды, начинается уже на глубине 2—3 км.

А. А. Карцев (1972) попытался оценить объем выделяющихся вод. Он принял в расчет толщу мощностью 1100 м, из которых 1000 м глины и 100 м пески. Для 1 км<sup>2</sup> площади объем глин составит  $1 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>, а масса —  $2 \cdot 10^9$  т. Если глины на 50% состоят из монтмориллонита с влажностью 20%, то объем заключенной в глинах воды составит  $2 \cdot 10^8$  т. Когда 50% монтмориллонита преобразуется в гидрослюды с содержанием 10% воды, объем выделившейся воды составит  $5 \cdot 10^7$  т.

Сколько же воды перейдет в коллектор? Зададимся его пористостью 5% (на глубине 3 км она не больше), а мощность, как уже говорилось, равна 100 м. Следовательно, для разового насыщения пласта достаточно  $5 \cdot 10^6$  т. Иначе говоря, объем выделившейся дегидратационной воды на целый порядок выше количества воды в коллекторе [Карцев, 1972]. На самом деле он гораздо больше, так как дегидратационные воды появляются и из других глинистых минералов — цеолитов, гидроокислов и т. д.

При метаморфических процессах возможно также обезвоживание минералов эндогенного происхождения. В этом случае происходит возрождение магматогенных (ювенильных) вод. Общие оценки объемов возрожденных вод давались Ф. А. Макаренко, В. Ф. Дёрпгольцем и др. Имеются попытки определения количества воды, выделяющейся из эндогенного флюида в том или ином вулканическом районе (А. Эллис, Д. Уайт и др.).

В качестве примера сошлемся на расчет В. В. Аверьева (1966), оценившего ювенильную составляющую высокотемпературных вод гидротермальной системы Долины гейзеров на Камчатке. Им использовались данные о минимальном возрасте гидротермальной системы (10 тыс. лет), современные значения температуры (250°C) и тепловой мощности (90 тыс. ккал/с). В. В. Аверьев исходил из концепции формирования современных гидротерм в результате смешения H<sub>2</sub>O эндогенного флюида с инфильтрогенными водами в границах резервуара подземных вод (пло-

щадь 50 км<sup>2</sup>). Зная эти параметры и предполагая, что теплосодержание пара при температуре 400—1000° в среднем составляет 800 ккал/кг, В. В. Аверьев в итоге объем магматогенных вод получил равным примерно 25% от общей массы ресурсов гидротерм.

*Палеогидрогеохимические данные* дают представление не только о минерализации и составе подземных вод прошлых эпох. Они позволяют также проследить взаимоотношение воды — растворителя с растворенным веществом в течение геологического времени. Очень важную информацию о происхождении и истории воды несут прежде всего химические элементы, содержащиеся в современных подземных водах.

При диагностике генетического облика подземных вод оперируют не абсолютным содержанием химических элементов, а отношением между концентрациями элементов. А. П. Виноградов (1948) особое внимание обращал на коэффициенты пропорциональности между близкими по физико-химическим свойствам элементами, которые находятся в парагенетической связи. Правда, коэффициентами пропорциональности следует пользоваться весьма осторожно, так как они могут иметь сходные значения в подземных водах различного генетического облика. Надо помнить, что вода и растворенные вещества не всегда имеют одинаковую историю.

Достаточно широко для диагностики инфильтрационных вод, состав которых образовался в результате выщелачивания вмещающих пород, и седиментогенных вод, содержащих ионно-солевой комплекс морского происхождения, пользуются хлор-натриевым отношением (в эквивалентных количествах). Поскольку коэффициент  $r_{Na}/r_{Cl}$  океанической воды равен 0,87, то значения  $r_{Na}/r_{Cl} > 0,87$  однозначно указывают на метеорное и инфильтрационное происхождение подземных вод. Если  $r_{Na}/r_{Cl} < 0,87$ , то подземные воды будут седиментогенными морского генезиса, либо древними инфильтрационными [Карцев, 1963].

Почти аналогично разделение вод по хлор-бромному коэффициенту (в вес. количествах). Величина  $Cl/Br$  океанической и морской воды близка 300. Когда  $Cl/Br > 300$ , то воды либо инфильтрационные, либо седиментогенные метеорного происхождения (пресноводных бассейнов). При  $Cl/Br < 300$  подземные воды относятся к седиментогенным (талассогенным) или древнеинфильтрационным, подвергшимся обогащению бромом за счет органического вещества. Таковы воды нефтегазовых и соляных месторождений.

В качестве показателей генетического облика подземных вод метеорного и морского происхождения используются также коэффициенты  $Ca/Sr$ ,  $r_{Mg}/r_{Cl}$ ,  $Br/I$  и другие. Например, А. П. Виноградов (1948) показал, что в морской воде и ее производных отношение  $Ca/Sr$  близко 33, а в инфильтрационных водах выщелачивания оно достигает 200.

Сколько-нибудь четкие различия коэффициентов пропорциональности магматогенных и метеогенных вод отсутствуют. По величинам  $r_{Na}/r_{Cl}$  и  $Cl/Br$  они плохо различаются. Правда, установлено относительно высокое содержание в подземных водах, связанных с вулканическими очагами, хлора, фтора, лития, бора, мышьяка, ртути. Поэтому для диагностики могут быть использованы коэффициенты  $Cl/M$  (где  $M$  — минерализация воды),  $F/Cl$ ,  $Li/Na$ ,  $K/Na$  и  $V/Cl$ . В подземных водах существенно магматического происхождения названные коэффициенты на несколько порядков выше, чем в метеогенных водах [White, 1957]. К показателям «ювенильности» относятся также углекислота и водород. Однако названные критерии нельзя считать бесспорными, так как повышенные концентрации почти всех перечисленных элементов могут быть результатом взаимодействия инфильтрационных вод с породами [White, 1957; Овчинников, 1963; Иванов, 1965; Пиннекер, 1977].

Наряду с использованием коэффициентов пропорциональности полезно сравнить состав изучаемых подземных вод с составом поровых

Состав поровых растворов и подземных вод Днепровско-Донецкой впадины [Бабинец, 1960]

Отрагифическое положение (глубина отбора, м)	Поровый раствор		Подземная вода	
	г/л	Формула	г/л	Формула
Глины бучакско-каневского яруса (118)	0,9	$\frac{SO_4 67 Cl 31}{Ca 52 Mg 26 Na 22}$	0,4	$\frac{HCO_3 96}{Ca 65 Mg 22 Na 13}$
Юрские глины (180—190)	1,0	$\frac{Cl 47 HCO_3 27 SO_4 26}{Na 62 Mg 30}$	1,0	$\frac{HCO_3 51 Cl 43}{Na 94}$
Нижнемеловые глины (400— 490)	1,4	$\frac{HCO_3 42 Cl 40 SO_4 18}{Na 100}$	3,0	$\frac{Cl 89 HCO_3 9}{Na 97}$
Юрские глины (560—620)	3,8	$\frac{Cl 82 HCO_3 40}{Na 98}$	5,1	$\frac{Cl 95}{Na 96}$
Юрские глины (850—870)	30,7	$\frac{Cl 99}{Na 79 Ca 13 Mg 8}$	56	$\frac{Cl 99}{Na 88 Ca 10}$
Триасовые глины (1140—1150)	30,7	$\frac{Cl 100}{Na 59 Ca 29 Mg 12}$	56	$\frac{Cl 100}{Na 80 Ca 16}$

(горных) растворов, отпрессовываемых из глинистых водоупоров, или составом газово-жидких включений в минералах. О значении таких сравнений уже говорилось в гл. 7. Когда сравниваемые составы идентичны, что мы видели, например, в табл. 7.8, то есть основание говорить об одном и том же первоисточнике. Наоборот, если гравитационные подземные воды отличаются по минерализации и составу от поровых растворов (табл. 8.1) или газово-жидких включений, то генезис тех и других скорее всего иной. Например, поровые растворы, состав которых приведен в табл. 8.1, до глубины 500 м вообще не имеют сходства с подземными водами, т. е. какое-либо седиментационное происхождение подземных вод в этом случае явно исключается; глубже состав тех и других начинает приобретать общие черты, но считать поровые растворы основным источником подземных вод также нельзя, так как подземные воды имеют почти в два раза более высокую минерализацию.

Перечень палеогидрогеохимической информации, используемой для определения генетического облика подземных вод, можно продолжить. К ней относятся показатели состава растворенных газов, сведения о продуктах радиоактивного распада и т. д. Выше рекомендовалось использовать несколько методов. Если они подкрепляют друг друга, генетический облик подземных вод будет определен более или менее правильно. Но даже в таком случае данные палеогидрогеодинамики и палеогидрогеохимии пока не гарантируют однозначного ответа. В лучшем случае палеогидрогеологические данные характеризуют генетический облик вод качественно.

Отсутствие однозначного ответа о генетическом облике подземных вод объясняется приближенным и весьма несовершенным характером исходной палеогидрогеологической информации. Поэтому, например, при изучении вулканических областей в одном случае вывод получается в пользу существенно ювенильного происхождения ресурсов подземных вод (В. В. Аверьев), в другом — наличие ювенильных вод полностью отрицается (А. М. Овчинников, В. В. Иванов). Точно так же в бассейнах пластовых вод при интерпретации одной и той же палеогидрогеологической информации И. К. Зайцев считает, что в глубокие горизонты вообще не происходит внедрение инфильтрованных вод, а В. Н. Корценштейн, как мы ви-

дели, наоборот, склоняется к мысли об отсутствии устойчивого и продолжительного потока вод седиментационного происхождения (И. К. Зайцев и его последователи в нижнем этаже платформенных и межгорных прогибов главную роль в общем балансе ресурсов отводят седиментогенным водам, а В. Н. Корценштейн относит подземные воды целиком к инфильтрогенным). Столь различные и даже диаметрально противоположные мнения указывают на недостаточность качественного историко-геологического анализа.

Более обнадеживающие результаты дают количественные методы — изучение изотопного состава и определение возраста подземных вод.

## 8.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ И РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ КАК ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР

Существенные отличия изотопного состава подземных вод и растворенных в них минеральных и органических веществ и газов послужили основой для широкого использования стабильных и радиоактивных изотопов некоторых элементов для решения многих важных теоретических и прикладных задач гидрогеологии с генетических позиций (табл. 8.2). В основе изотопных исследований лежит допущение о постоянстве первозданного изотопного состава любого элемента, существенно измененного впоследствии в природных объектах под воздействием разнообразных природных и техногенных процессов [Ранкама, 1956].

Следовательно, в подземных водах могут быть обнаружены естественные и искусственные, первозданные и вторичные, стабильные и радиоактивные изотопы различных элементов (табл. 8.3), несущие информацию о природных или техногенных процессах, в которых участвовали эти воды.

Вариации изотопного состава элементов возникают в результате изотопных отличий, иначе говоря, из-за разницы ядерных свойств, спинов \* или массы (табл. 8.4), обуславливающих в свою очередь различие их реакционных способностей и энергетических состояний. При этом проявляются различные виды ядерных, физических, химических и биохимических изотопных эффектов, ведущими из которых являются фазовые термодинамические, кинетические, микробиологические, ядерно-спиновые и другие превращения [Галимов, 1979].

Для легких элементов, активно участвующих в биологическом и климатическом круговоротах веществ, определяющую роль играет разница масс и спинов изотопов (табл. 8.5), в то время как для тяжелых элементов большее значение приобретает разница спинов и ядерных свойств изотопов. Для радиогенных изотопов определяющим является ядерный изотопный эффект (радиоактивный распад). Следует иметь в виду, что в природе мы чаще всего сталкиваемся с суммарным и неоднократным проявлением указанных эффектов. Наиболее легко обмениваются изотопы бинарных соединений с ионной связью, кислородно-кислотных и основных солей, радикальных, гидроксильных, карбоксильных и других внешних групп органических и комплексных соединений, в то время как для центральных атомов комплексных и органических соединений обмен значительно затруднен, а иногда и невозможен [Несмеянов, 1978].

В равновесных обратимых процессах фракционирование изотопов вызывается различием энергетических состояний атомов изотопов или

---

\* «Спин» (англ.) — «вращаться». Это — собственный момент количества движений элементарной частицы (ядра, атома), не связанный с ее перемещением как целого.

Примерный перечень гидрогеологических проблем, изучаемых с помощью природных изотопов (по В. И. Ферронскому и др., 1968, с дополнениями)

Проблемы	Изотопы
Генезис подземных вод (метеогенных, седиментогенных, магматогенных, метаморфогенных)	$^2\text{H}$ , $^{18}\text{O}$ , $^3\text{H}$
Смешение вод различных водоносных горизонтов	$^2\text{H}$
Наличие или отсутствие современного питания водоносного горизонта	$^3\text{H}$
Пропорции в термальных водах неглубоких грунтовых вод и вод глубоких горизонтов	$^{18}\text{O}$
Диагностика рассолов выщелачивания и рассолов, сингенетичных соляным залежам	$^2\text{H}$ , $^3\text{H}$
Происхождение воды в жидких включениях минералов	$^2\text{H}$ , $^{18}\text{O}$
Установление первоисточника растворенных в воде веществ	$^3\text{He}$ , $^{13}\text{C}$ , $^{34}\text{S}$ , $^{87}\text{Sr}$
Связь водоносных горизонтов с поверхностными водами	$^2\text{H}$ , $^3\text{H}$ , $^{18}\text{O}$
Определение направления и скорости движения подземных вод	$^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$
Оценка интенсивности питания подземных вод атмосферными осадками	$^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$
Трассирование разломов глубокого заложения	$^3\text{H}$
Определение возраста подземных вод	$^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ , $^{32}\text{Si}$ , $^3\text{He}$ , $^{85}\text{Kr}$ , $^{36}\text{Cl}$ , $^{10}\text{B}$
Картирование зон (очагов) разгрузки, контроль за продвижением водонефтяного контакта при эксплуатации нефтяных месторождений	$^{40}\text{Ar}$ $^2\text{H}$ , $^{18}\text{O}$ , $^3\text{He}$ , $^{40}\text{Ar}$ , $\text{Rn}$ , $^3\text{H}$ , $^{90}\text{Sr}$ , $^{22}\text{Na}$

изотопных молекул —  $\beta$ -факторов, приводящих к проявлению термодинамического изотопного эффекта.

Изотопные эффекты при однонаправленных (неравновесных) процессах обусловлены различной подвижностью изотопных молекул, т. е. проявлением кинетического изотопного эффекта. При биогеохимических процессах наибольшее фракционирование достигается под воздействием микрофлоры (микробиологический эффект), максимально облегчающей изотопный состав особенно таких легких элементов, как углерод, сера, азот и водород. Фракционирование изотопов отдельных элементов может также произойти при смешении или дифференциации исходного вещества (например, в случае литогенеза), сорбции или десорбции, диффузии или термодиффузии, гидролизе или радиолизе и, вероятно, других пока еще слабо изученных процессов.

Вмешательство человека чаще всего изменяет соотношение указанных процессов, хотя и может вызвать явления, не характерные для природы, например, появление искусственных изотопов. Последние нередко используются как «метки» при изучении некоторых сложных гидрогеодинамических, гидрогеохимических или физико-химических процессов.

**Изотопы водорода и кислорода воды.** Особую ценность изотопные исследования имеют при восстановлении геологической истории самой молекулы воды — растворителя. Для этого используются отношения между стабильными изотопами водорода (противем  $^1\text{H}$  и дейтерием  $^2\text{H}$ , или D) и кислорода ( $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ). В последнее время появились работы [Галимов, 1979], рекомендующие использовать и изотоп  $^{17}\text{O}$ , отличающийся от  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  величиной ядерного спина и потому имеющий несколько отличную от них историю.

Основным процессом разделения изотопов водорода и кислорода воды, а точнее, ее изотопно-легких и изотопно-тяжелых молекул, является их фракционирование при фазовых переходах (особенно при испарении и конденсации) на поверхности Земли вследствие различия упругостей

Таблица 8.3

Некоторые космогенные (к), радиогенные (р) и техногенные (т) стабильные и радиоактивные изотопы, представляющие интерес для гидрогеологических исследований [Фраунфельдер, Хенли, 1979]

Атомный номер	Символ элемента	Массовое число, А	Спиновое квантовое число, (I-P)	Относительное содержание, %	Период полураспада
1	2	3	4	5	6
1	H	1	1/2+	99,9853	
		2	1+	0,0147	
2	He	3к, т	1/2+		12,33 г.
		3к	1/2+	0,00013	
		4р, к	0+	99,9999	
		7к	3/2-		53 сут
4	Be	9	3/2-	100	
		10к	0+		2,7·10 <sup>6</sup> лет
		12	0+	98,892	
6	C	13	1/2-	1,108	
		14к, т	0+		5692 г.
7	N	14	1+	99,635	
		15	1/2-	0,365	
		16	0+	99,759	
8	O	17	5/2+	0,037	
		18	0+	0,204	
		20к	0+	90,5	
10	Ne	21к	3/2+	0,27	
		22к	0+	9,2	
		22к	3+		2,6 г.
11	Na	23	3/2+	100	
		24к	4+		15 ч
		28	0+	92,27	
14	Si	29	1/2+	4,68	
		30	0+	3,05	
		32к	0+		500 лет
		32	0+	95,1	
		33	3/2+	0,74	
16	S	34	0+	4,2	
		35т	3/2+		87 сут
		36	0+	0,016	
		35	3/2+	75,77	
17	Cl	36к	2+		3,1·10 <sup>6</sup> лет
		37	3/2+	24,23	
		36	0+	0,337	
		37к			34,8 сут
18	Ar	38	0+	0,063	
		39к	7/2-		269 лет
		40р	0+	99,60	
		39	3/2+	93,08	
19	K	40	4-	0,0119	1,31·10 <sup>9</sup> лет
		41	3/2+	6,91	
		40р	0+	96,97	
		42	0+	0,64	
20	Ca	43	7/2-	0,145	
		44	0+	2,06	
		46	0+	0,0033	

Окончание табл. 8.3

1	2	3	4	5	6
		48	0+	0,185	2·10 <sup>16</sup> лет
		59	7/2-	100	
27	Co	60т	5+		5,269 г.
		78	0+	0,354	
		80	0+	2,27	
		81к	7/2+		8,1·10 <sup>5</sup> лет
36	Kr	82	0+	11,56	
		83	9/2+	11,55	
		84	0+	56,9	
		85т	9/2+		10,7 г.
		86	0+	17,37	
		85	5/2-	72,15	
37	Rb	86т	2-		18,66 сут
		87	5/2-	27,85	5·10 <sup>10</sup> лет
		84	0+	0,56	
		86	0+	9,86	
38	Sr	87р	9/2+	7,02	
		88	0+	82,56	
		90т	0+		28,9 года
53	I	127	5/2+	100	
		129 к, р	7/2+		1,6·10 <sup>7</sup> лет
		131т	7/2+		8 ч
		124	0+	0,96	
		126	0+	0,090	
		128	0+	1,92	
		129	1/2+	26,44	
54	Xe	130	0+	4,08	
		131	3/2+	21,18	
		132	0+	26,89	
		134	0+	10,44	
		136	0+	8,87	
		133	7/2+	100	
55	Cs	137т	7/2+		30,13 г
86	Rn	222р	0+	100	3,824 сут
88	Ra	226р	0+		1662 г.
		228р	0+		5,75 г.
		228р	0+		1,91 г.
90	Th	229р	5/2+		7340 лет
		230р	0+		7,7·10 <sup>4</sup> лет
		232	0+	100	1,41·10 <sup>9</sup> лет
		234р	0+	0,0057	2,44·10 <sup>5</sup> лет
92	U	235	7/2-	0,7204	7,13·10 <sup>8</sup> лет
		238	0+	99,2739	1,41·10 <sup>10</sup> лет

Примечание. I — спин, P — симметрия.

пара для изотопно-отличных жидкостей (табл. 8.6). В результате пары воды и формирующиеся из них атмосферные осадки, речные, озерные и другие метеогенные воды обогащаются легкими изотопами водорода и кислорода, в то время как в морских и океанических водах накапливаются их тяжелые разновидности. Круговорот воды в природе (особенно климатический) поддерживает на определенном уровне их концентрацию в поверхностных водах. Если соблюдаются условия релеевской дистилляции

Систематика изотопных эффектов [Галимов, 1979]

Фактор изменения изотопного состава	Свойство, различие которого обуславливает изотопный эффект	Изотопный эффект	
		Тип	Разновидность
Изотопное разделение	Масса	Инерциальный (корпускулярный) корпускулярно-химический	Гравитационный, диффузионный, электромагнитный, фазовый, адсорбционный
		Химический	Термодинамический, кинетический, фотохимический, туннельный
Изотопное превращение	Спин	Ядерно-химический	Ядерно-спиновый К-захват
	Ядерные свойства	Ядерный	Ядерное превращение

Примечание. Вероятно, в особый тип следовало бы выделить и биохимический изотопный эффект.

(равновесие жидкости и пара с удалением конденсата), между содержанием дейтерия и тяжелого кислорода будет линейная зависимость. Подобное фракционирование происходит и при замерзании воды.

В подземной обстановке, где испарение и конденсация подавлены, не отмечается строгой зависимости между концентрацией  $^2\text{H}$  и  $^{18}\text{O}$ . Однако изотопообменные реакции в целом не столь велики. Даже фильтрация в пористой среде и различного рода геохимические процессы, в том числе кислородный «сдвиг», который обычно наблюдается при высокой температуре, и «солевой эффект», связанный с выпадением солей из насыщенных растворов, не вызывают изотопных эффектов, сравнимых по масштабу с фракционированием при фазовых переходах на поверхности Земли. Изменение изотопного состава в земных недрах происходит главным образом в результате процессов смешения вод различного происхождения [Сойфер и др., 1967; Дегенс, 1967; Drost и др., 1972; Природные изотопы..., 1975]. Поэтому количественные определения  $^2\text{H}$  и  $^{18}\text{O}$  позволяют различать первоисточники подземных вод (метеогенные, седиментогенные, магматогенные, а отчасти и метаморфогенные воды) и оценить долю каждого генетического типа в изучаемой смеси.

**Дейтерий и кислород-18 в исходных генетических типах подземных вод.** Рассмотрим изотопный состав водорода и кислорода первоисточников подземных вод. Поддается ли он количественному выражению?

Таблица 8.5

Пределы изменения концентраций стабильных изотопов некоторых элементов в природных объектах

Элемент	Отношение изотопов	Пределы изменения, абсолютные величины	Относительное изменение предельных величин, %	Отношение масс изотопов
H	D/H	0,000076—0,000204	168,4	2
Li	$^6\text{Li}/^7\text{Li}$	0,079—0,084	6,3	1,167
B	$^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$	0,226—0,234	3,5	1,1
C	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	0,010293—0,011462	11,3	1,083
N	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0,003623—0,003776	4,2	1,071
O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0,001887—0,002083	10,4	1,125
Si	$^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$	0,0332—0,0342	3	1,071
S	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	0,0432—0,0472	9,3	1,063

Значения коэффициента разделения в системе жидкость — пар для изотопных разновидностей воды [Бродский, 1957; Рабинович, 1968; Природные изотопы, 1975]

$T, ^\circ\text{C}$	$\frac{p_{\text{H}_2^{16}\text{O}}}{p_{\text{HD}^{18}\text{O}}} = \alpha_{\text{HDO}}$	$\frac{p_{\text{H}_2^{16}\text{O}}}{p_{\text{H}_2^{18}\text{O}}} = \alpha_{\text{H}_2^{18}\text{O}}$	$\frac{p_{\text{H}_2^{16}\text{O}}}{p_{\text{HTO}}} = \alpha_{\text{HTO}}$
1	1,105	—	—
3,8	1,100	—	—
10	1,091	—	1,125
20	1,080	1,091	1,110
30	1,070	—	1,096
40	1,060	1,0074	1,076
50	1,051	—	1,065
60	1,046	1,0058	1,056
70	—	—	1,049
80	1,032	1,0045	1,041
100	1,027	1,0033	1,030

Исходным генетическим типом метеогенных вод являются атмосферные осадки и поверхностные воды суши, изотопный состав которых испытывает значительные колебания. Тем не менее для каждой местности можно найти среднюю концентрацию  $^2\text{H}$  и  $^{18}\text{O}$  в водах атмосферного происхождения. Наземные воды у экватора наиболее обогащены дейтерием ( $\delta^2\text{H}$  от 0 до  $-50\text{‰}$ ) и кислородом-18 ( $\delta^{18}\text{O}$  от 0 до  $7,5\text{‰}$ ). По направлению к полюсам (рис. 8.2) содержание этих изотопов заметно уменьшается и в атмосферных осадках, и поверхностных водах. Чаще всего средние значения отмечаются в крупных реках или водоемах, представляющих интегратор природных вод самого разнообразного происхождения. В Европейской части СССР, например, вода равнинных рек (Волги, Днепра и др.) имеет довольно устойчивый изотопный состав со средней концентрацией:

$\delta^2\text{H} = -100\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -9\text{‰}$ . Для Восточной Сибири из-за суровых климатических условий в водах атмосферных осадков, рек и озер, формирующихся при участии арктических масс воздуха,  $\delta^2\text{H}$  (от  $-65$  до  $-190\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-9$  до  $-20\text{‰}$ ) являются пониженными. Средние величины, согласно многочисленным определениям, здесь свойственны воде такого уникального водосборника, как оз. Байкал, где  $\delta^2\text{H} = -150\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -16,5\text{‰}$  (В. С. Брезгунов, В. Е. Ветштейн, В. Н. Соيفер). В полярных областях Арктики и Антарктики снег и лед содержат еще меньше дейтерия (менее  $-160\text{‰}$ ) и тяжелого кислорода (ниже  $-22\text{‰}$ ). Например, антарктический лед имеет значения:  $\delta^2\text{H} = -440\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -55\text{‰}$  [Тейлор, 1977].

Средний изотопный состав атмосферных вод при отсутствии непосредственных определений можно рассчитать по эмпирическим формулам.

Содержание тяжелого кислорода (в  $\text{‰}$ ) определяется следующим образом [Dansgaard, 1964]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,695 T - 13,6, \quad (8.2)$$

где  $T$  — среднегодовая температура воздуха,  $^\circ\text{C}$ . Для определения средней концентрации дейтерия приме-

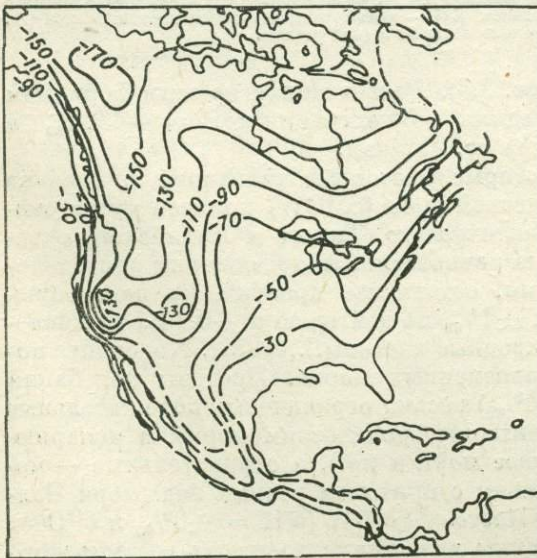


Рис. 8.2. Схема Северной Америки с изолиниями приближенных средних величин  $\delta D$  метеорных вод [Тейлор и др., 1977].

Поскольку величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в метеорных водах связаны линейной зависимостью, эта схема может служить также схемой изолиний  $\delta^{18}\text{O}$ , если  $\delta D = -30$  заменить на  $\delta^{18}\text{O} = -5$ ;  $\delta D = -50$  на  $\delta^{18}\text{O} = -7,5$  и т. д.

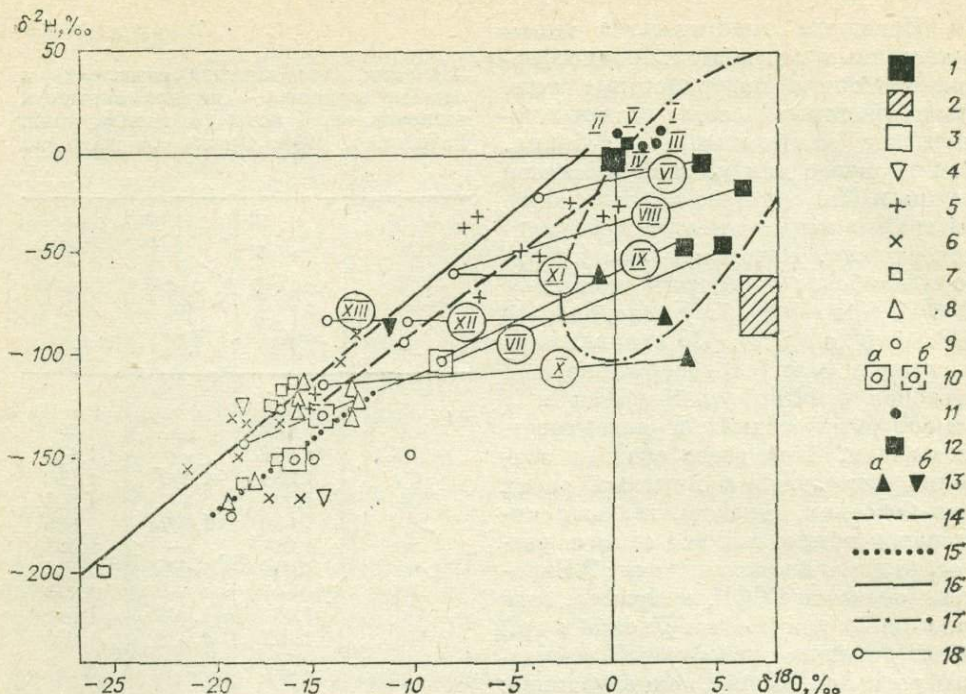


Рис. 8.3. Диаграмма обобщенных значений изотопного состава различных генетических типов природных вод.

Стандарты: 1 — стандарт среднеокеанической воды (SMOW), 2 — гипотетический образец магматогенной воды (по Р. Райе и Д. Уайту), 3 — вода равнинных рек умеренного пояса (по В. Е. Велштейну и В. Н. Сойферу). Подземные воды Восточной Сибири: 4 — холодные углекислые воды, 5 — глубокие хлоридные кальциевые рассолы, 6 — глубокие хлоридные натриевые рассолы, 7 — пресные и соленые воды верхних горизонтов, 8 — термальные воды различного состава. Поверхностные и метеорные воды Восточной Сибири: 9 — воды рек, озер и атмосферных осадков, 10 — средние значения: а — поверхностных вод (оз. Байкал), б — метеорных вод. Природные воды других районов земного шара: 11 — воды современных морей и испаряющихся водоемов, 12 — подземные воды предположительно морского происхождения, 13 — высокотемпературные флюиды современных вулканических областей (а) и углекислые воды, связанные с угасшим магматизмом (б). Линии средних значений: 14 — хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы, 15 — термальных вод юга Восточной Сибири, 16 — метеорных и поверхностных вод земного шара (по Г. Крейгу:  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ ), 17 — ореол подземных вод преимущественно морского происхождения в закрытых бассейнах [Craig, 1961], 18 — пределы колебаний, начинающиеся с метеорных вод района; I — вода Мертвого моря; II — вода Черного моря; III — вода Красного моря; IV — термальный рассол дна Красного моря; V — рассол мезозойских отложений Средней Азии; VI — рассол кайнозойских отложений побережья Мексиканского залива; VII — рассол из отложений верхнего палеозоя Западной Канады; VIII — рассол третичных образований штата Калифорния, США; IX — рассолы верхнепалеозойских нефтеносных отложений севера ГДР; X — фумаролы и конденсаты Камчатки и Кури; XI — термы вулкана Река, Исландия; XII — высокотемпературный рассол Салтон-Си, США; XIII — углекислые воды Западной Чехии.

нима формула Г. Крейга (см. рис. 8.3). Рассчитанная по этим формулам для юга Восточной Сибири средняя концентрация  $\delta^2\text{H} = -130\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$  близка таковой для оз. Байкал.

На рис. 8.3 показаны некоторые изотопные стандарты и средние эталоны. Стандарт среднеокеанической воды (SMOW) получен путем смешения проб, отобранных из Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В Мировом океане изотопные равновесия на протяжении длительного времени, начиная с докембрия, оставались практически неизменными — они колебались в пределах  $\pm 1\text{‰}$  по дейтерию и  $\pm 0,1\text{‰}$  по кислороду-18 [Сойфер и др., 1967; Природные изотопы..., 1975]. Хорошим постоянством отличается и вода современных морей. Пределы колебаний  $\delta^2\text{H}$  (до 20–30‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (до 3–4‰) весьма ограничены; положительные значения по шкале SMOW характерны тропическим морям и испаряющимся водоемам (Красное, Мертвое моря и др.), а отрицательные — морям умеренного пояса и побережьям с притоком речных вод (моря Балтийское, Белое, Охотское и др.). Поэтому SMOW ( $\delta^2\text{H} = \pm 0\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = \pm 0\text{‰}$ ) может считаться исходным для седиментогенных вод морского

Таблица 8.7

Дейтерий и кислород-18 в воде пород возможно магматического происхождения [Природные изотопы..., 1975]

Породы	$\delta^2\text{H}$ , ‰		$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	
	от	до	от	до
Ультраосновные (дунит, перидотит)	-70	-33	4	6,3
Основные (базальт, габбро)	-92	-58	6	7
Кислые (гранит, гранодиорит)	-155	-58	7	12

происхождения. Г. Крейг, как видно из рис. 8.3, для типичных седиментогенных вод «замкнутых» бассейнов дает ореол рассеяния значений  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , который располагается около SMOW.

Изотопный состав первоисточников ювенильных (магматогенных) и метаморфогенных вод слабо изучен. Однако уже получены первые сведения на сей счет.

Ювенильные воды в чистом виде не выделены. Американские ученые (Р. Райе, Д. Уайт, С. Шепард, С. Эпштейн, Х. Тейлор) считают, что гипотетический образец магматогенной воды по величинам  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  должен быть близок изотопному составу кристаллизационной воды в глубинных плутонических породах. Ими предприняты попытки найти породы, которые не имели контакта с вадозными водами и образовались, как полагают авторы [Sheppard, Epstein, 1970], в верхней мантии или нижней части земной коры. Концентрация дейтерия и кислорода-18 воды таких пород приведена в табл. 8.7. С учетом этих данных и тенденции изменения изотопного состава парогидротерм, в образовании которых могли участвовать воды ювенильного происхождения, Р. Райе и Д. Уайт [White, 1969] гипотетическому образцу магматогенных вод приписывают примерно такой состав:  $\delta^2\text{H} = -75\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = +8\text{‰}$  (см. рис. 8.3).

Х. Тейлор [Taylor, 1977] обращает внимание на постоянство изотопных вариаций  $^2\text{H}/^1\text{H}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  воды глубинных плутонических пород: значения  $\delta^2\text{H}$  (от  $-60$  до  $-85\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от 7 до 10 ‰) одинаковы во всем мире и хорошо отличаются как от метеорных, так и от океанических вод. Такое единообразие, по мнению Х. Тейлора, объясняется первичным глубинным происхождением воды, а отклонения — вторичными метеорогидротермальными изменениями. С этих позиций существование вышеупомянутого гипотетического образца магматогенных вод вполне правомерно.

Приведенные в табл. 8.7 значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  воды отражают и изотопный состав метаморфогенных вод, которые образуются из магматических пород. Нетрудно видеть, что исходный генетический облик таких вод отвечает гипотетическому образцу магматогенных вод. Какие же значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  присущи водам, образующимся при метаморфизации осадочных толщ?

Первоисточник кристаллизационных и особенно «межслоевых» вод, выделенных из осадочных пород, теоретически должен быть идентичен по изотопному составу седиментогенным (в случае обезвоживания осадочных пород морского происхождения) или метеорным (при дегидратации осадков, образовавшихся в пресноводных водоемах) водам. Однако в действительности вариации изотопных отношений  $^2\text{H}/^1\text{H}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  таких вод гораздо сложнее.

Исследование кристаллизационной воды в гипсах [Fontes, Confianini, 1967] показало, что она обеднена дейтерием на  $150\text{‰}$  по сравнению с морской водой, а кислородом, наоборот, обогащена на  $4\text{‰}$ . Меньше, чем SMOW, дейтерия и значительно больше кислорода-18 содержит кристаллизационная вода соляных минералов. Иногда обеднение дейте-

рием объединяется повышенной летучестью тяжеловодородной молекулы в высокоминерализованном водном растворе [Борщевский, Христианов, 1965]. С этим объяснением трудно согласиться, так как подобная картина наблюдается и в кристаллизационной воде глинистых минералов, которые выпадают из слабоминерализованных сред: тут  $\delta^2\text{H}$  колеблется от  $-15$  до  $-129\text{‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O}$  достигает очень больших значений — до  $13-28\text{‰}$  [Savin, Epstein, 1970a; Селецкий, Поляков, 1981].

Таким образом, более низкая концентрация дейтерия по сравнению с SMOW и положительный кислородный «сдвиг» характерны для метаморфогенных вод как предположительно ювенильного, так и заведомо седиментационного происхождения. Однако сходство тех и других объясняется разными причинами. Изотопный состав первых вызван, как уже говорилось, главным образом привнесом ювенильных вод; другие процессы играли, видимо, подчиненную роль, хотя полностью исключать участие некоторых изотопообменных реакций вряд ли следует. В случае метаморфогенных вод, выделенных из осадочных пород, такие изменения обязаны изотопному перераспределению в системе вода — порода на стадии седиментации и гидратации осадков. Многочисленные исследования указывают на повсеместное обогащение кристаллизационных вод кислородом-18 и обеднение дейтерием как в морских, так и в пресноводных бассейнах. Кстати, аналогичным образом меняется состав иловых и поровых вод (табл. 8.8). При связывании воды осадками изотопообменные реакции, следовательно, приобретают глобальное значение, хотя и приводят за всю историю Земли к изъятию из океанической воды лишь  $3\text{‰}$  кислорода-18 и повышению концентрации дейтерия на  $0,3\text{‰}$  [Savin, Epstein, 1970b]. Таковы цифры. Однако они находятся в пределах точности расчета и поэтому не могут характеризовать масштаб этого процесса.

Дейтерий и кислород-18 как показатели генетического облика подземных вод. Сравнение изотопного состава изучаемых подземных вод с рассмотренными стандартами и образцами исходных генетических типов позволяет решить многие генетические вопросы. В подземных условиях  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются главным образом при смешении вод различного исходного изотопного состава. Однако влияют и изотопный обмен с водовмещающими породами и газами, процессы литогенеза или метаморфизма, а также гидролиз и радиолиз.

Изотопно-тяжелые кислородсодержащие карбонатные и силикатные породы в итоге изотопных эффектов способны при определенных условиях обогащать подземные воды кислородом-18 (положительный кислородный «сдвиг»). Влияние углекислого газа при сопоставимых с водой объемах иногда приводит к заметному обеднению вод кислородом-18 в результате его перераспределения между водой и газом (отрицательный кислородный «сдвиг»). Вероятно, последний процесс может протекать и при метаморфизме рассеянного органического вещества в процессе литогенеза, сопровождающемся выделением значительных количеств углекислого газа и образованием вторичного карбонатного цемента. Однако известны случаи, когда углекислые минеральные воды характеризуются заметным положи-

тельным кислородным «сдвигом» [Ветштейн и др., 1972].

Таблица 8.8  
Дейтерий и кислород-18 в иловых и поровых водах океанических осадков (по С. Савину и С. Эпштейну)

Отложения	Среднее значение	
	$\delta^2\text{H}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰
Пелагические осадки	-6	+19
Карбонаты	-6	+25
Песчаники и кремнистые сланцы	-6	+15

Как видно из рис. 8.3 и табл. 8.9, подземные воды большинства бассейнов пластовых вод и складчатых областей попадают в ореол смешения метеогенных и талассогенных вод, хотя для многих из них

## Концентрации дейтерия и кислорода-18 в подземных водах и поровых растворах различных артезианских бассейнов и геотермальных областей

Регион, артезианский бассейн или геотермальная область	Пределы колебаний значений, ‰				Формулы кривых усредненных значений
	дейтерия		кислорода-18		
	от	до	от	до	
1	2	3	4	5	6
Прямая Крейга					$\delta D=8 \delta^{18}O+10$
<i>Соленые воды и рассолы артезианских бассейнов</i>					
Ангаро-Ленский <sup>1</sup>	-126	-23	-14,2	+0	$\delta D=7,3 \delta^{18}O-10$
Ангаро-Ленский <sup>2</sup>	-170	-90	-21,5	-12,0	
Ферганский	-105,7	-78	-10,9	+1,6	$\delta D=1,2 \delta^{18}O-84$
Южно-Мангышлакский	-82	-16	-9,8	-2,2	$\delta D=3,4 \delta^{18}O-16$
Западно-Туркменский	-77	-37	-7,6	+3,4	$\delta D=2,7 \delta^{18}O-50$
Сочи-Адлерский	-97	-35	-9,8	-0,5	$\delta D=4,3 \delta^{18}O-32$
Днепро-Донецкий	-55	+11	-7,2	+0,3	$\delta D=7,5 \delta^{18}O-2$
Бухаро-Каршинский <sup>3</sup>	-63	+2	-14,3	-2,7	$\delta D=6,1 \delta^{18}O-10$
Припятский	-95	-8	-12,7	+4	$\delta D=4,2 \delta^{18}O-25$
Западно-Сибирский	-87	-67	-14,6	-10,2	$\delta D=3,9 \delta^{18}O-28$
Амударьинский	-65	-11	-8,3	+6,3	$\delta D=3,2 \delta^{18}O-27$
Восточно-Предкавказский	-72	-33	-3,7	+5,9	—
Азово-Кубанский	-68	-58	—	—	—
Западной Канады	-98	-50	-5	+8	$\delta D=3 \delta^{18}O-75$
Калифорния	-25	-13	+3	+6	—
Мичиган *	-60	-24	-5,8	+1,1	$\delta D=1,7 \delta^{18}O-46$
Голф-Кост (Мексиканский залив)*	-12	+18	+1,9	+8,7	$\delta D=1,1 \delta^{18}O-6$
Иллинойс *	-50	+7	-5,1	+3,7	$\delta D=4,9 \delta^{18}O-14$
Север ГДР	-100	+9	-10	+5	—
<i>Поровые растворы</i>					
Западно-Сибирский	-125	-107	-17	-14,5	$\delta D=4,6 \delta^{18}O-38$
Ферганский	-112	-90,5	-13,4	-11,3	—
<i>Геотермальные воды складчатых областей</i>					
Украинские Карпаты	-97	-67	-13,1	-9,4	$\delta D=2,8 \delta^{18}O-53$
Восточная Сибирь	-170	-113	-19,6	-13,2	$\delta D=8,3 \delta^{18}O-13$
Кальдера Узон	-104	-67	-13,6	-5,2	$\delta D=1,1 \delta^{18}O-82$
Остров Кунашир	-90	-42	-12	-4,5	$\delta D=4 \delta^{18}O-35$
Долина р. Паратунки	-128	-104	-17,8	-11,6	$\delta D=0,7 \delta^{18}O-94$
Западная Чехия	-88	-87	-12,4	-11,9	—
Салтон-Си *	-79	-74	-9,5	+3,8	$\delta D=0,2 \delta^{18}O-75$
Лардерелло *	-46	-40	-4,7	-1,8	$\delta D=1,2 \delta^{18}O-40$
Тоскана	-46	-32	-11,6	-7,1	$\delta D=0,6 \delta^{18}O-36$
Стимбот-Спрингс *	-117	-111	-12,2	-11,4	$\delta D=0,1 \delta^{18}O-115$
Лассен. национ. парк *	-156	-43	-17,4	+5,2	$\delta D=2,8 \delta^{18}O-57$
Иеллоустон. парк *	-129	-110	-12,2	-4,9	$\delta D=2,7 \delta^{18}O-98$
Гейзеры *	-148	-17	-19,6	-7,6	$\delta D=2,2 \delta^{18}O-30$
Гекла (вулкан)*	-55	-50	-5	-0,4	$\delta D=0,3 \delta^{18}O-56$
Вайракей	-30		-4,8	-4,4	—

Примечание. Сноски: 1 — для хлоридных кальциевых рассолов, 2 — для хлоридных натриевых соленых вод и рассолов, 3 — пересчет с плотностного метода. Звездочками отмечены данные с графиков авторов.

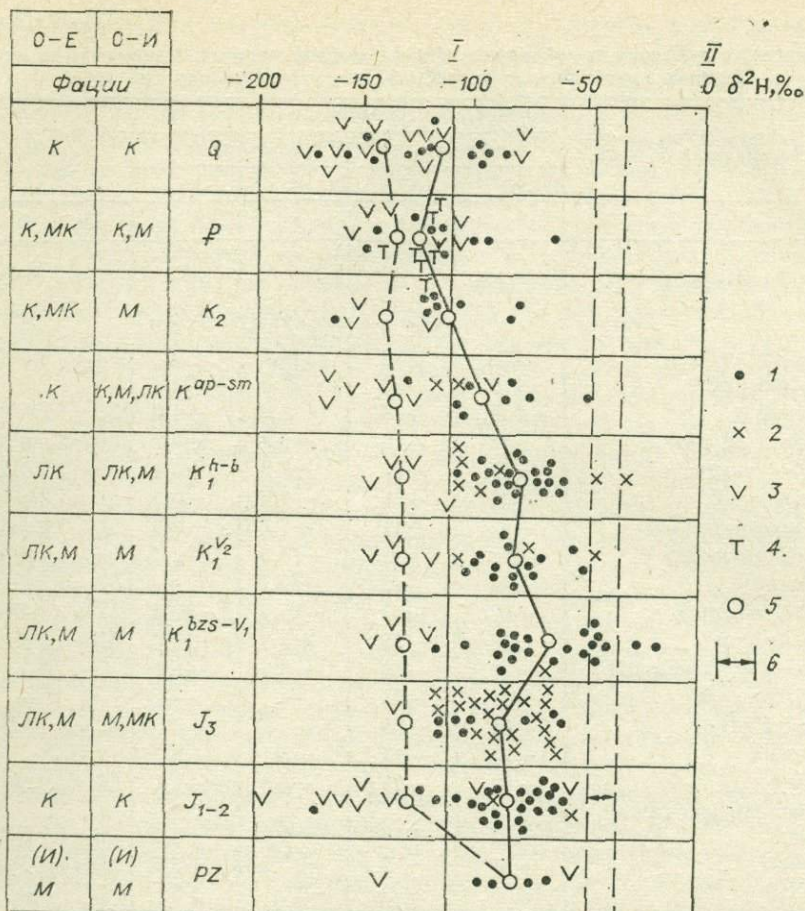


Рис. 8.4. Распределение дейтерия в подземных водах различных фашиальных отложений Обь-Иртышского (О-И) и Обь-Енисейского (О-Е) междуречий Томской области [Назаров и др., 1974].

Фашии: К — континентальные, М — морские и Л — лагунные. (И) — интрузивные породы.

Геологический возраст отложений: Q — четвертичный, P — палеогеновый, K<sub>2</sub> — верхнемеловой, K<sub>1-2</sub><sup>ap-sm</sup> — апт-альб-сеноманский, K<sub>1</sub><sup>h-b</sup> — готерив-барремский,

K<sub>1</sub><sup>v2</sup> — верхневаланжинский, K<sub>1</sub><sup>bzs-v1</sup> — берриас-нижневаланжинский, J<sub>3</sub> — верхнеюрский, J<sub>1-2</sub> — ниже-среднеюрский и PZ — палеозойский.

1 — пластовые, 2 — подошвенные (нефтяные) воды Обь-Иртышского междуречья, 3 — пластовые воды Обь-Енисейского междуречья, 4 — поровые воды Обь-Иртышского междуречья.

5 — средние значения: I — метеорных вод г. Томска, II — стандарта SMOW, штриховая линия — подземных вод Обь-Иртышского междуречья, сплошная — подземных вод Обь-Енисейского междуречья.

6 — предполагаемый диапазон колебания концентрации дейтерия в водах юрских и неокомских морских бассейнов седиментации.

явно просматривается аномальное влияние «межслоевых» или магматогенных вод и вмещающих пород, выражающееся в заметном кислородном «сдвиге», о чем свидетельствует наклон прямых усредненных значений. Весьма заметно влияние фашиального облика пород на изотопный состав подземных вод в неокомских отложениях Западной Сибири (рис. 8.4), где, вероятно, сохранилась значительная доля (более 50%) талассогенной составляющей.

Рассмотрим подробнее изотопный состав на примере Восточной Сибири, характеризующейся разнообразием подземных вод по минерализации, составу содержащихся солей и температуре [Пиннекер, 1974].

Пресные и соленые воды неглубоких горизонтов (до 300—500 м) по концентрации дейтерия и тяжелого кислорода здесь напоминают метеорные и поверхностные воды из областей питания. Разница заключается в некотором сдвиге пределов колебаний  $\delta^2\text{H}$  (от  $-110$  до  $-190\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-11$  до  $-21\text{‰}$ ) в сторону отрицательных значений. Особняком стоит проба ископаемого льда, отобранная из толщи замороженных пород в долине р. Нижней Тунгуски. В ней  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  соответственно равны  $-204$  и  $-26,1\text{‰}$ .

Пониженные значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  указывают на существенную роль «облегченных» снеговых вод в питании подземных вод зоны интенсивного водообмена. Вероятно, влияет также таяние льдистых прослоев сезонно-мерзлых пород и глубокое охлаждение верхней части земной коры, присутствующее в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород в Восточной Сибири.

Разнообразнее диапазон колебания концентрации дейтерия и тяжелого кислорода в рассолах Сибирской платформы. Рассолы по составу преобладающих солей и степени минерализации делятся на две разновидности: хлоридные натриевые с минерализацией менее 290—350 г/л и хлоридные кальциевые. Последним присуща минерализация от 290—350 до 600—625 г/л, сопровождающаяся повышенным содержанием брома, калия, стронция и т. д.

Хлоридные натриевые рассолы отвечают зоне замедленного водообмена и размещаются на глубинах от 300—500 до 1500—2800 м. Местами по тектоническим разломам они выводятся на поверхность. Разброс значений  $\delta^2\text{H}$  (от  $-90$  до  $-170\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-12$  до  $-21,5\text{‰}$ ) в целом плохо коррелируется с изменением степени минерализации и глубиной залегания рассолов, хотя наблюдается некоторая тенденция увеличения концентрации дейтерия и тяжелого кислорода по мере роста содержания кальция в рассолах.

Изотопный состав хлоридных натриевых рассолов, как и рассмотренных выше разновидностей подземных вод, напоминает поверхностные воды Восточной Сибири. По значениям  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  эти рассолы относятся к инфильтрационным водам метеорного происхождения.

Совсем иная концентрация дейтерия и тяжелого кислорода наблюдается в хлоридных кальциевых рассолах. По изотопному составу они достаточно хорошо отличаются от поверхностных вод, имея  $\delta^2\text{H}$  от  $-126$  до  $-23\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-14,2$  до  $\pm 0\text{‰}$ . Приведенные значения варьируют от величин, свойственных метеорным водам, до стандарта среднеокеанической воды. У этих рассолов проявляется тенденция к возрастанию концентрации дейтерия и тяжелого кислорода по мере увеличения минерализации и глубины. Чем больше минерализация (рис. 8.5), тем выше при прочих равных условиях величины  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , которые, однако, ни в одной из проанализированных проб хлоридных кальциевых рассолов не имеют положительных значений. Между изменением концентрации дейтерия и тяжелого кислорода отмечается хорошая синхронность.

Следуя изотопному составу, хлоридные кальциевые рассолы Сибирской платформы относятся по генетическому облику к смеси вод морского и метеорного происхождения. Влияют, вероятно, и метаморфогенные воды, которые могли высвобождаться при дегидратации гипсов. Доля участия каждого генетического типа в той или иной части геологического разреза неодинакова. Однако даже межсолевая рапа и рассолы подсолевых отложений имеют изотопный состав, свойственный водам смешения.

Широким распространением в горных сооружениях юга Восточной Сибири пользуются термальные и углекислые воды. Тяготее преимущественно к областям молодого вулканизма и проявлениям новейшей тектоники, эти специфические разновидности минеральных вод, однако, характеризуются низкой концентрацией дейтерия и тяжелого кислорода. Вари-

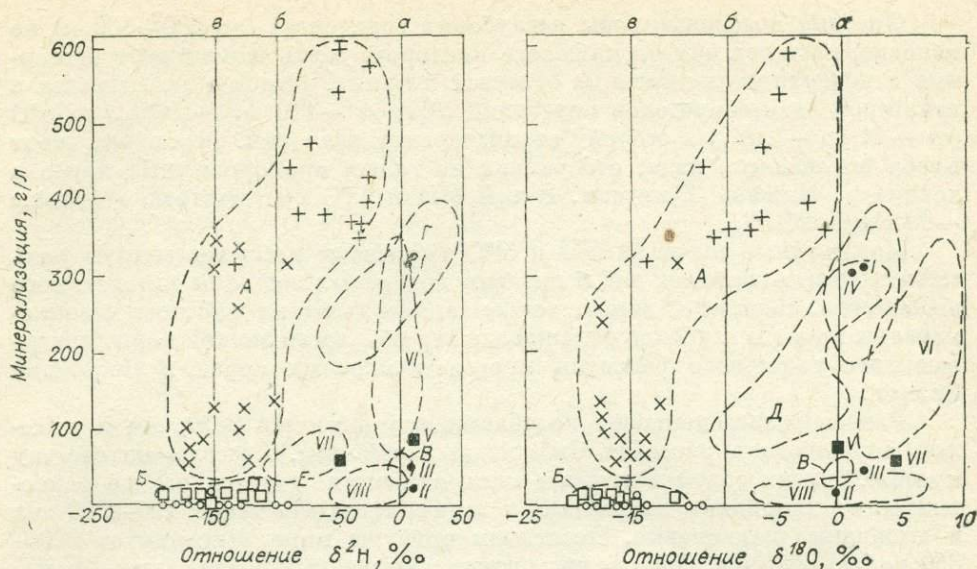


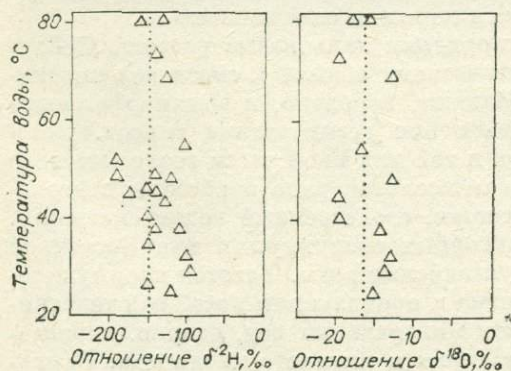
Рис. 8.5. Зависимость  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  от минерализации соленых вод и рассолов (усл. обозн. см. рис. 8.3).

Средние значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ : а — океаническая вода, б — метеорные и поверхностные воды умеренного пояса, в — метеорные и поверхностные воды Восточной Сибири. А — рассолы нижнекембрийских отложений Сибирской платформы, Б — соленые воды Восточной Сибири, В — иловые воды дна океанов и морей, Г — рассолы испаряющихся водоемов, Д — рассолы пермских отложений штата Оклахома, США, Е — рассолы и соленые воды верхнего мезозоя юго-восточной части Западно-Сибирской платформы.

ции  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  не выходят за пределы колебаний, наблюдаемых в поверхностных и неглубоких подземных водах Восточной Сибири.

В термальных водах концентрация дейтерия и тяжелого кислорода не зависит от температуры (рис. 8.6), хотя интервал температурных изменений довольно значительный (от 25 до 80°C). Точно так же отсутствует влияние минерализации, солевого или газового состава терм. Например, колебания содержания кремнекислоты, лития или фтора слабо реагируют на изменение концентрации дейтерия и тяжелого кислорода.

Изотопный состав рассматриваемых терм резко отличается не только от гипотетического образца магматогенной воды, но и от высокотемпературных флюидов вулканических областей (см. рис. 8.3). Он близок средним значениям  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  метеорных и поверхностных вод Восточной Сибири. Говорить о каком-то вкладе ювенильной составляющей в пополнение ресурсов терм, вероятно, нет оснований. Если такое питание и происходило, то доля магматогенных вод в термах весьма ничтожна и не поддается количественному выражению. Почти не ощущается и положительный кислородный «сдвиг». Ресурсы термальных вод, судя по изотопным определениям, имеют метеорное происхождение.



Каковы же общие закономерности? Выводы относительно генетического облика подземных вод, полученные при изучении подземных вод верхних горизонтов рассолов и гидро-

Рис. 8.6. Зависимость  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  от температуры термальных вод юга Восточной Сибири. Усл. обозн. см. на рис. 8.3.

терм Восточной Сибири, находят подтверждение и в других районах земного шара.

Из рис. 8.3 и 8.5 видно, что рассолы некоторых седиментационных бассейнов верхнего палеозоя (на севере ГДР или в Западной Канаде) имеют изотопный состав, характерный для смеси инфильтрационных и седиментогенных вод. Аналогичный генетический облик по величинам  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-11$  до  $+4\text{‰}$ ) приписывается Э. Дегенсом (1967) рассолам пермских нефтегазоносных отложений штата Оклахома, США. Преимущественно седиментогенными можно считать рассолы сравнительно молодых (мезозой — кайнозой) образований Средней Азии, Калифорнии и Мексиканского залива, у которых средние значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ложатся в ореол талассогенных вод Г. Крейга, изображенный на рис. 8.3.

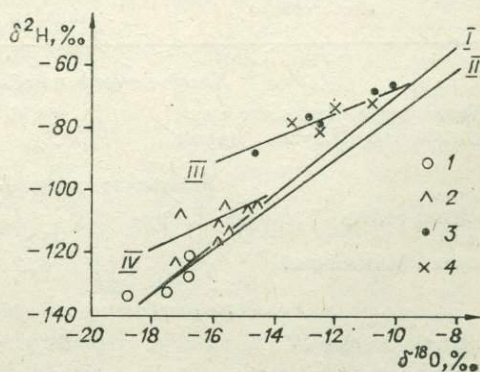
Х. Тейлор (1977) на основании изучения изотопного состава водорода и кислорода подземных вод глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов Северной Америки приходит к выводу об отсутствии среди них «неизменных погребенных вод». Эти воды, как и наземные воды (см. рис. 8.2), испытывают общее понижение  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  с юга на север — от Мексиканского залива (Голф Кост) к провинции Альберта в Западной Канаде (см. табл. 8.9).

Имеются попытки количественно оценить генетический облик подземных вод. Например, для глубоких горизонтов Западно-Канадского артезианского бассейна исследователи [Hitchon, Friedman, 1969] с помощью расчетов определили, что подземные воды мезозой — верхнего палеозоя представляют результат смешения измененных морских вод с пресными инфильтрационными водами в пропорции примерно 1 : 3. Б. Хитчон и И. Фридман метеогенную составляющую считают главным компонентом подземных вод этого бассейна. Значительно больше доля седиментогенных вод в рассолах пермских отложений ГДР [Müller, Nebel, 1976]. В Западно-Предкавказском артезианском бассейне по концентрации дейтерия В. С. Брезгунов высчитал содержание инфильтрационных и седиментогенных вод в различных гидрогеодинамических зонах, приняв за исходные генетические типы метеорную ( $\delta^2\text{H} = -100\text{‰}$ ) и морскую ( $\delta^2\text{H} = \pm 0\text{‰}$ ) воду. В зоне интенсивного водообмена ( $\delta^2\text{H} = -100\text{‰}$ ) седиментогенные воды вытеснены полностью. Для зоны замедленного водообмена ( $\delta^2\text{H} = -70\text{‰}$ ) их доля составляет 30%. В зоне весьма затрудненного водообмена ( $\delta^2\text{H} = -30\text{‰}$ ) она увеличивается до 70%.

При интерпретации в генетических целях данных о  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  необходимо учитывать изотопообменные процессы. Заметный положительный кислородный «сдвиг» (обогащение воды  $\delta^{18}\text{O}$  за счет пород), как правило, происходит при высоких температурах (см. рис. 8.3). Вариации  $\delta^2\text{H}$  не столь значительны. На рис. 8.7, где значения подземных вод нефтегазоносных отложений расположены выше прямой Крейга, виден положительный водородный «сдвиг», а на рис. 8.3 он преимущественно отрицатель-

Рис. 8.7. Распределение дейтерия и кислорода-18 в подземных водах и поровых растворах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (по данным А. Д. Назарова и В. Е. Ветштейна).

1 — пластовые и 2 — подошвенные (нефтяные) воды меловых, юрских и палеозойских нефтегазоносных отложений; 3 — поровые растворы, 4 — пластовые воды верхнемеловых, палеогеновых и четвертичных морских и континентальных отложений. Линии средних значений: I — метеорных и поверхностных вод земного шара (прямая Г. Крейга), II — разбавленная среднекембрийской воды (стандарта SMOW), III — пластовых вод нефтегазоносных отложений, IV — поровых растворов.



ный. В какой-то мере обеднение дейтерием и кислородом-18 происходит при галогенезе параллельно с выпадением солей. Однако экспериментальное изучение этого «солевого» эффекта [Валяшко и др., 1977] не подтверждается повышенной концентрацией обоих тяжелых изотопов в рессолах высокой минерализации буквально всех соленосных бассейнов земного шара. Иногда сказывается эффект фракционирования при движении через микропоры глинистых пород. Вывод тяжелого изотопа кислорода может быть обусловлен изотопным обменом между водой и образующимся в больших объемах при метаморфизме рассеянного органического вещества углекислым газом и выносом последнего из раствора в виде вторичного карбонатного цемента.

Изотопный состав термальных и углекислых вод (Западная Украина, Северный Кавказ, Йеллоустонский парк в США, Исландия, Япония, Монголия, Италия и т. д.) характеризуется почти всюду содержанием дейтерия и тяжелого кислорода таким же, как в атмосферных и поверхностных водах. В этой связи можно говорить о преимущественно метеорном происхождении их водных ресурсов.

Даже в термальных и углекислых водах Западной Чехии, которые Э. Зюсс [Suess, 1902] в свое время считал эталоном ювенильных вод, концентрация дейтерия и кислорода-18 близка таковой в поверхностных и пресных подземных водах (табл. 8.10). В основной своей массе это также инфильтрационные воды. Участие ювенильных вод сомнительно. Правда, категорически его отрицать нельзя: наблюдаемое увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  (на 1—4‰ по сравнению с поверхностными водами) может быть обязано не только кислородному «сдвигу» при высоких температурах, но и поступлению воды с более высокой концентрацией кислорода-18.

Сходные с другими районами земного шара данные получены для термальных вод Гаштейна в Австрии [Zimmerman, Zötl, 1971]. Путем сравнения  $\delta^2\text{H}$  холодных подземных вод, выходящих на различных абсолютных отметках, с  $\delta^2\text{H}$  термальных вод ( $-93\text{‰}$ ) удалось установить высоту области питания терм (рис. 8.8).

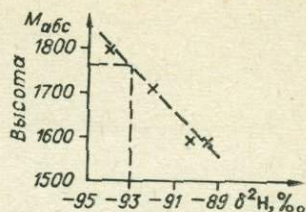
Совсем другим представляется генезис водяных паров действующих вулканов. Конденсат из фумарол вулкана Авача на Камчатке [Ветшейн и др., 1967] отличается повышенными значениями  $\delta^2\text{H}$  ( $-70\text{‰}$ ) и особенно  $\delta^{18}\text{O}$  ( $+3,4\text{‰}$ ). Еще выше концентрация тяжелого кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = +6,75\text{‰}$ ) в парах воды вулкана Парикутин в Мексике. Наряду с метеогенными водами в формировании таких флюидов можно допустить участие вод магматического происхождения. Доля последних, по изотопным оценкам различных ученых [White, 1969], составляет от 1—5 до

Таблица 8.10

Изотопный состав пресных и минеральных вод Западной Чехии [Шиннекер, 1977]

Место отбора	Минерализация, г/л	Температура, °С	Содержание $\text{CO}_2$ , г/л	$\delta^2\text{H}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰
<i>Холодные воды из области питания</i>					
р. Тепла выше Карловых Вар	0,35	6	Нет	-90	-13,5
Скважина Р-5 (Карловы Вары)	0,6	3	Нет	-84	-13,6
<i>Углекислые термы Карловых Вар</i>					
Скважина-гейзер Вржидлю (Шпрудель)	5,9	72	0,4	-87	-12,4
Источник Мельничный	6,3	49	0,7	-88	-11,9
<i>Холодные углекислые воды Франтишковы Лазней</i>					
Скважина Глаубер-IV	22,9	11	1,2	-88	-10,4
Источник Наталия	2,0	10	0,9	-87	-9,9

Рис. 8.8. Зависимость концентрации дейтерия в холодных водах Гаштейна (Австрия) от их высотного положения, позволяющая определить высоту области питания термальных вод по величине  $\delta^2\text{H}$ .



10 — 25%, т. е. приближается к цифре В. В. Аверьева для Долины гейзеров на Камчатке, определенной иным методом.

Наиболее близок по изотопному составу к гипотетическому образцу магматогенной воды высокотемпературный (270—370°C) рассол, полученный скважинами с глубины 900—1600 м в районе Салтон-Си, Калифорния, США (см. рис. 8.3). На рассмотрении этого экзотического раствора с минерализацией более 300 г/л и содержанием в больших количествах многих металлов мы останавливались в томе «Гидрогеохимия» и выше в гл. 6. Судя по концентрации дейтерия ( $\delta^2\text{H} = -75\text{‰}$ ) и кислорода-18 ( $\delta^{18}\text{O} = +2,3\text{‰}$ ), в нем велика доля ювенильной составляющей [White, 1969]. Правда, такую точку зрения разделяют далеко не все исследователи. Так, Г. Крейг [Craig, 1966] рост  $\delta^{18}\text{O}$  объясняет изотопнообменными реакциями, а высокую минерализацию — процессами выщелачивания. По его мнению, этот рассол, как и другие термальные воды, имеет метеорно-гидротермальное происхождение.

Глобальные закономерности изотопного обмена в подземной гидросфере еще слабо изучены. Только в последние годы накопленная информация позволила выявить интересную особенность, которая опирается в значительной мере на результаты обобщений, выполненных А. В. Сидоренко и Ю. А. Борщевским (1979).

Эти авторы, исходя из концепции А. В. Сидоренко о ведущей роли экзогенных, биогенных и метаморфических процессов в эволюции вещества земной коры, считают, что гидросфера и литосфера находились уже с раннего докембрия в изотопно-кислородном равновесии. Именно вода оказывает решающее влияние на изотопный состав кислорода и других химических элементов осадочно-метаморфических пород, тогда как температура и конкретный минеральный состав породы только обуславливают предел такого влияния, зависящего от изотопного состава и интегральной массы воды. Другими словами, земная кора представляет открытую систему в отношении поверхностных (морских и метеорных) вод. Последние, проникая глубоко в земную кору, принимают активное участие не только в гидротермальных процессах или петрогенезисе приповерхностных зон, но и во многих эндогенных процессах — метаморфизме, гранитизации и т. д.

Анализ распределения кислорода-18 в земной коре подтверждает наличие взаимосвязи изотопно-легких ( $\delta^{18}\text{O} < \pm 0\text{‰}$ ) поверхностных вод, т. е. основного планетарного резервуара  $\text{H}_2\text{O}$ , с изотопно-тяжелыми ( $\delta^{18}\text{O} > +6\text{‰}$ ) водами, которые участвовали в глубинных процессах и поэтому характеризуются, как и взаимодействующие с ними метаморфические породы, повышенными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 8.9). Благодаря этой постоянной связи изотопный состав кислорода метаморфизующихся пород может облегчаться только при воздействии значительно больших количеств «легких» вод. Отсюда следует, что в земной коре происходит как изотопный обмен, так и непрерывающийся обмен вещества, в особенности водообмен, который распространяется, по-видимому, вплоть до мантии (во всяком случае он активно проявляет себя в зоне метаморфизма).

Установленные закономерности распределения кислорода-18 в водах и породах (см. рис. 8.9) указывают на существование взаимодействия в системе осадочные породы — метаморфизм — граниты, эволюция которой происходит с участием глобально-единого водного флюида и приводит к образованию метаморфической оболочки Земли. Все сказанное хорошо

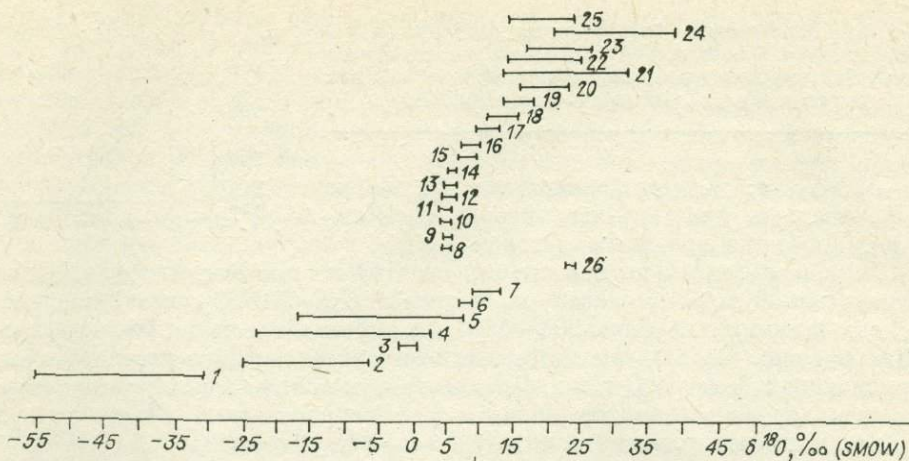


Рис. 8.9. Распределение  $\delta^{18}\text{O}$  в природных объектах (по Ю. А. Борщевскому). 1 — континентальные льды, 2 — метеорные воды, 3 — океанические воды, 4 — термальные воды, 5 — формационные воды, 6 — магматические воды, 7 — метаморфические воды, 8 — метеориты, 9 — лунные породы, 10 — первичное вещество Земли, 11 — ультраосновные породы, 12 — базальты, габбро, 13 — андезиты, 14 — сиениты, трахиты, 15 — граниты, гранодиориты, 16 — гранитогнейсы, 17 — гнейсы, 18 — кристаллические сланцы, 19 — глинистые сланцы, 20 — мраморы, 21 — кремнистые сланцы, 22 — глинистые породы, 23 — карбонатные сланцы, 24 — кремнистые породы, 25 — современные океанические осадки, 26 — атмосфера.

объясняет [Сидоренко, Борщевский, 1979] как закономерное уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  в осадочно-метаморфических породах с усилением метаморфизма и гранитизации, так и близость его средних значений для петрографически родственных пород, принадлежащих к одной и той же фации метаморфизма, но имеющих различный возраст и встречаемых в разных регионах мира.

Таким образом, рассмотренные данные свидетельствуют в пользу идеи ранней геохимической дифференциации внешних сфер Земли и последующей эволюции их вещества главным образом под действием экзогенных процессов и их ведущего агента — воды.

Изотопы химических элементов растворенных в воде веществ. История растворителя (молекулы воды) тесно связана с историей растворенных в нем веществ. Несмотря на отличие их первоисточников и геохимических особенностей, изучение изотопного состава последних позволяет раскрыть многие специфические черты геохимии раствора в целом.

Формирование изотопного состава *водорода и кислорода* растворенных в воде водород- и кислородсодержащих соединений происходит в ряде случаев под влиянием молекул воды, и уже потому его изучение представляет определенный интерес. Несмотря на это, данных по изотопному составу водорода и кислорода растворенных веществ еще очень мало. Отмечается лишь заметное обогащение кислородом-18 углекислого газа и сульфат-иона [Жук и др., 1978] по сравнению с водой. Водорастворенные метан и сероводород, наоборот, обогащаются легким изотопом водорода.

Распределение изотопов *углерода* в различных природных объектах и основные процессы их разделения в природе показаны на рис. 8.10. Нанесенные на этот рисунок данные по Западной Сибири позволяют четко разграничить происхождение различных углеродсодержащих соединений. В болотных водах и водах сеноманских отложений преобладает изотопно-легкий метан биогеохимического происхождения, и потому большинство газовых залежей сеномана Западной Сибири следует считать сингенетичными вмещающим породам. В водорастворенных и попутных газах продуктивных юрских и неомкомских отложений преобладает изотопно-«утяжеленный» катагенный метан.

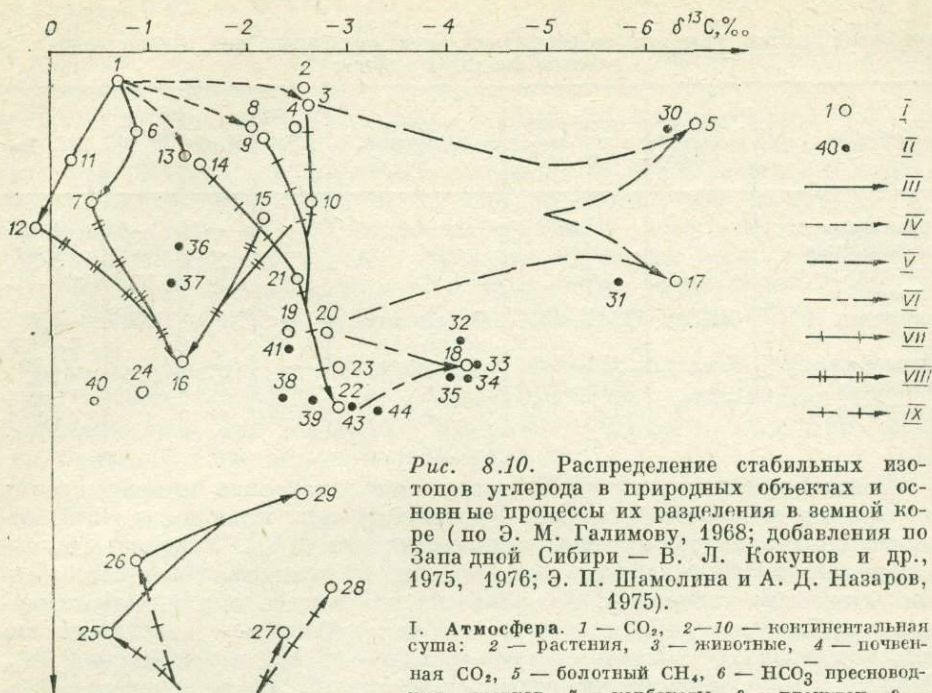


Рис. 8.10. Распределение стабильных изотопов углерода в природных объектах и основные процессы их разделения в земной коре (по Э. М. Галимову, 1968; добавления по Западной Сибири — В. Л. Кокунов и др., 1975, 1976; Э. П. Шамолина и А. Д. Назаров, 1975).

I. Атмосфера. 1 —  $\text{CO}_2$ , 2—10 — континентальная суша: 2 — растения, 3 — животные, 4 — почвенная  $\text{CO}_2$ , 5 — болотный  $\text{CH}_4$ , 6 —  $\text{HCO}_3^-$  пресноводных осадков, 7 — карбонаты, 8 — планктон, 9 — водород астворенное органическое вещество, 10 — илы;

11—15 — моря и океаны: 11 —  $\text{HCO}_3^-$ , 12 — карбонаты, 13 — планктон, 14 — водорастворенное органическое вещество, 15 — илы; 16—24 — осадочные породы: 16 —  $\text{CO}_2$ , 17 — биохимический  $\text{CH}_4$ , 18 — катагенетический  $\text{CH}_4$ , 19 — рассеянное органическое вещество морских отложений, 20 — рассеянное органическое вещество пресноводных отложений, 21 — уголь, 22 — нефть, 23 — битумы, 24 — эпигенетический (вторичный) кальцит; 25—29 — магматические породы: 25 —  $\text{CO}_2$ , 26 —  $\text{CH}_4$ , 27 — рассеянный углерод, 28 — битумы, 29 — вулканический  $\text{CH}_4$ .

II — нефтегазоносные районы юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна (выборочные характерные значения): 30 — болотный  $\text{CH}_4$ ; 31 —  $\text{CH}_4$  пластовых вод сеноманских отложений; 32—35 —  $\text{CH}_4$  попутных нефтяных газов отложений: 32 — апта, 33 — готерлва,

34 — валанжина и 35 — верхней юры; 36—39 —  $\text{HCO}_3^-$  пластовых вод отложений: 36 — палеогена, 37 — сеномана, 38 — валанжина и 39 — валанжина (подожвенная вода); 40 — карбонатный цемент пластов Ю-1; АВ-1 и БВ-10; 41 — рассеянное органическое вещество меловых отложений; нефти Советского месторождения: 42 — пласта АВ-1 и 43 — пласта БВ-10. Процессы разделения изотопов: III — изотопно-обменное фракционирование, IV — биологическое фракционирование, V — микробиологическое фракционирование, VI — кинетическое фракционирование, VII — дифференциация изотопов в процессе эволюции органического вещества, VIII — гомогенизация (инвезирование) и IX — наследование.

Для гидрокарбонат-иона подземных вод Западной Сибири намечается несколько закономерностей изменения изотопного состава углерода (см. рис. 8.10; табл. 8.11). Прежде всего заметна более низкая в нем концентрация изотопа  $^{12}\text{C}$  по сравнению с сопутствующим водорастворенным метаном. В верхних водоносных горизонтах вниз по разрезу (до 275—300 м) отмечается рост концентрации изотопа  $^{13}\text{C}$ , вероятно, в результате снижения влияния биогенной (почвенной) и увеличения доли минеральной углекислоты. Затем, по мере роста глубины залегания подземных вод и влияния органогенной (катагенной) углекислоты, наблюдается заметное «облегчение» изотопного состава углерода:  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется от  $-1,18\text{‰}$  в апт-сеноманских до  $-2,33\text{‰}$  в валанжинских отложениях. Представляет интерес заметное «облегчение» изотопного состава углерода гидрокарбонат-иона вод вблизи водонефтяного контакта — снижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2,33\text{‰}$  в 3000 м до  $-2,67\text{‰}$  в 600 м от ВНК в пласте Б-8 валанжинских отложений Советского нефтяного месторождения, а также некоторое повышение концентраций изотопа  $^{12}\text{C}$  в гидрокарбонат-ионе пластовых вод валанжинских отложений по мере удаления от обрамления к центру бассейна (скважины Колпашевская 5-Р и Соснинская 3-Р, удаленные друг от друга на 500 км).

Изотопный состав углерода гидрокарбонат-иона подземных вод нефтегазоносных районов Западной Сибири

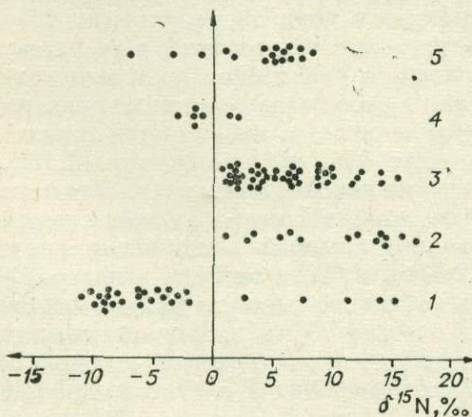
Плещадь	Номер водопунктов	Интервал опробования, м	Возраст отложения, м	Расстояние до ВНК, м	М, г/л	НСО <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	δ <sup>13</sup> C, ‰
Зоркальцевская		30	Палеогеновый	—	—	—	-1,53
Колпашевская		156	»	—	—	—	-1,29
Александровская		275	»	—	0,4	—	-0,36
Соснинская	318-бис	1342—1524	Апт-сеноманский	—	19,4	244	-1,18
Колпашевская	5-р	2122—2126	Валанжинский	—	—	—	-2,29
Соснинская	3-р	2218—2222	»	3000	26,9	274	-2,33
Соснинская	511	2174—2182	»	600	—	—	-2,67

Изотопное отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  позволяет установить происхождение углекислоты в подземных водах. Оно оценивается отклонением  $\delta^{13}\text{C}$  относительно стандарта, который приравнивается 0 ‰. Углекислота, образующаяся путем окисления и разложения органических веществ, обеднена «тяжелым» углеродом. Если же она появляется при термометаморфизме карбонатных пород или из магмы, то в ней значительно больше тяжелого углерода:  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется от -0,3 до -1,3 ‰, в среднем -0,7 ‰ [Галимов, 1968]. Результаты изучения изотопного состава углерода углекислых терм вулканических областей показывают, что углекислота во многих минеральных водах имеет метаморфическо-магматическое, а не метеорное происхождение.

Таким образом, намечаются определенные региональные и локальные закономерности изменения изотопного состава углерода гидрокарбонат-иона подземных вод, позволяющие использовать их для объяснения некоторых процессов формирования состава вод. Намечается даже определенная вертикальная и горизонтальная зональность изменения изотопного состава углерода гидрокарбонат-иона подземных вод нефтегазоносных бассейнов.

Возможность естественного разделения изотопов азота, различающихся массами и ядерными спинами, наглядно иллюстрируется рис. 8.11. Это явление может быть использовано при выяснении генезиса и закономерностей распределения растворенных в водах различных азотсодержащих веществ.

Ведущим процессом разделения изотопов серы в природе является метаболизм бактерий, его направленность и селективность, приводящие



к значительному (до 80%) обогащению легким изотопом продуктов их жизнедеятельности, особенно биогенных сульфатов и сероводорода. Тенденция обогащения легким изотопом восстановленных (сульфидных), а тяжелым изотопом — окисленных (сульфатных) соединений свойствен-

Рис. 8.11. Распределение изотопов азота в природных объектах [Хоуринг, 1960].

1 — живое вещество, 2 — уголь, 3 — нефть, 4 — осадочные породы, 5 — природные газы.

на всем процессах фракционирования изотопов серы. Абиогенные процессы (растворение или смешение вод) обычно приводят к наследованию, а нередко и нивелированию отношения  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ . Метеогенные воды в целом обогащены легким изотопом серы: значения  $\delta^{34}\text{S}$  изменяются от  $+3,2$  до  $+8,2\text{‰}$  для подземных вод верхних водоносных горизонтов [В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1974; Виноградов и др., 1974]. При выщелачивании и растворении биогенных сульфидов не исключается возможность наследования сульфат-ионами вод изотопно-легкой серы (вплоть до отрицательных значений  $\delta^{34}\text{S}$ ). Очень высоко  $\delta^{34}\text{S}$  в седиментогенных водах ( $\delta^{34}\text{S} = +19,4 \div +20,4 \text{‰}$  у среднеокеанической воды и до  $+40 \div +60 \text{‰}$  у диагенетически преобразованных галассогенных вод) или эвапоритах ( $\delta^{34}\text{S} = +1 \div +60 \text{‰}$ ) [Виноградов и др., 1974; Панкина, 1978].

Рассеянное органическое вещество ( $\delta^{34}\text{S} = -23 \div +12,9 \text{‰}$ ) и нефть ( $\delta^{34}\text{S} = -22,5 \div +25,3 \text{‰}$ ) оказывают заметное воздействие на изотопный состав серы подземных вод лишь в случае преобладания в них органогенной серы (как в Западной Сибири).

С помощью изотопного отношения  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  есть возможность установить происхождение серы в сульфатных водах. Достаточно хорошо различаются по значениям  $\delta^{34}\text{S}$  сульфатные воды, образовавшиеся в процессе выщелачивания солей или за счет окисления сульфидов. Например, когда сульфаты появляются за счет растворения гипсов, содержание «тяжелого» изотопа серы в них будет такое же, как в самих гипсах. Для сульфатных вод, появившихся при окислении пирита, характерна совсем другая величина отношения  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ . Наконец, когда изотопный состав серы, что чаще всего отмечается в парогидротермах областей современного вулканизма, отвечает метеоритному троилиту, считающемуся типичным для мантии ( $\delta^{34}\text{S} = 0$ ), то речь может идти о сере ювенильного происхождения. В частности, подобное значение  $\delta^{34}\text{S}$  установлено В. И. Кононовым и Б. Г. Поляком (1970) для сероводородных терм вулканически активной Средней зоны Исландии, в то время как за пределами этой зоны величина  $\delta^{34}\text{S}$  намного выше (до  $20 \text{‰}$ ), и сера имеет, таким образом, океаническое происхождение. По данным В. И. Виноградова (1966), в современных гидротермах Камчатки и Курил концентрация  $\delta^{34}\text{S}$  выше, чем в вулканической сере, что скорее всего свидетельствует о разнообразных источниках сульфатов. Сведения об изотопах серы азотных терм Тянь-Шаня и Кавказских минеральных вод указывают на появление сероводорода в результате сульфатредукции (обеднение  $\text{H}_2\text{S}$  изотопом  $^{34}\text{S}$ ).

Интерпретация результатов определения  $^{13}\text{C}$  и  $^{34}\text{S}$  при изучении генезиса подземных вод требует учета процессов фракционирования и изотопнообменных реакций. Без этого они не могут считаться представительными.

Возможность разделения изотопов *кальция* — одного из активнейших элементов в природе, хорошо иллюстрируется рис. 8.12. Наблюдаемое заметное разнонаправленное изменение с глубиной отношения  $^{48}\text{Ca}/^{40}\text{Ca}$  в породах и водах, очевидно, вызвана разницей их масс, хотя и не исключается некоторое влияние радиоактивных процессов. Для изотопа кальций-43 возможно проявление ядерно-спинового эффекта, и потому вариации его концентраций имеют определенный интерес. Таким образом, изотопно-геохимические исследования соединений кальция (в частности, хлоридных кальциевых рассолов) раскрывают большие возможности в познании законов их формирования, особенно в сочетании с изотопами *стронция*.

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в практике гидрогеологических исследований стало использоваться сравнительно недавно [Брандт и др., 1976], поэтому остановимся на его рассмотрении более детально. В отличие от других изотопов стронция ( $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  и  $^{84}\text{Sr}$ ), содержание которых постоянно, изо-

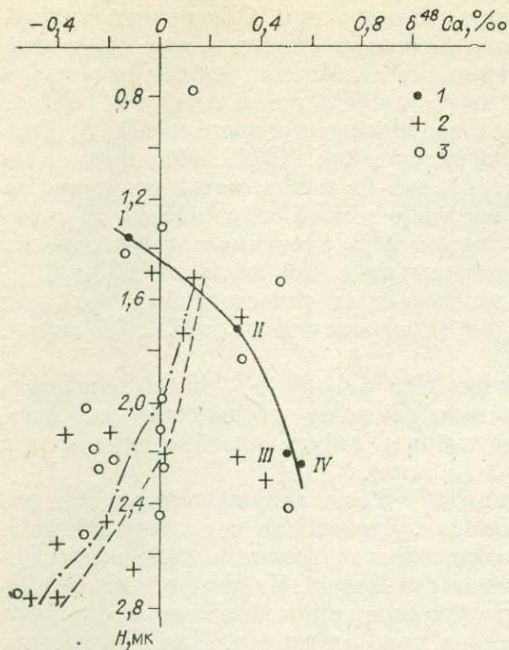


Рис. 8.12. Изменение изотопного состава кальция подземных вод и пород нефтегазоносных районов Западной Сибири с глубиной (по В. Л. Кокунову, А. Д. Назарову и др.)

1 — подземные воды отложений: I — апт-сеноманских (Соснинская скв. 104-бис), II — готерив-барремских (Соснинская скв. 70-Р), III-валанжинских (Соснинская скв. 3-Р, пласт БВ-10), IV — валанжинских (Соснинская скв. 511, пласт БВ-10); 2 — аргиллиты; 3 — песчаники.

Линии средних значений: сплошная — подземных вод, штриховая — аргиллитов, штрихпунктирная — песчаников.

ния — отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  имеет минимальные значения ( $<0,707$ ); 2) граниты и продукты их разрушения, которые отличаются максимальными величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $>0,712$ ); 3) океаническая вода — для нее отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  удивительно стабильно и в среднем равно  $0,7093$  [Faure, Powell, 1972]. Следовательно, по значениям отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  можно выяснить первоисточник растворенного стронция.

Низкие значения этого отношения ( $0,708$  и менее) свойственны парогидротермам Исландии и Камчатки или термальному рассолу дна Красного моря, что, вероятно, обязано поступлению мантийного стронция. Во всяком случае, такую возможность исключать нельзя, исходя из геолого-гидрогеологической обстановки. Примерно сходная или чуть выше величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отмечена для рассолов типа Лугела и углекислых вод

топ  $^{87}\text{Sr}$ , будучи продуктом  $\beta$ -распада  $^{87}\text{Rb}$ , обнаруживает переменную концентрацию. Последняя зависит от продолжительности и интенсивности контакта с породами, содержащими  $^{87}\text{Rb}$ .

Отчетливо устанавливаются три первоисточника  $^{87}\text{Sr}$  (рис. 8.13): 1) мантийные образова-

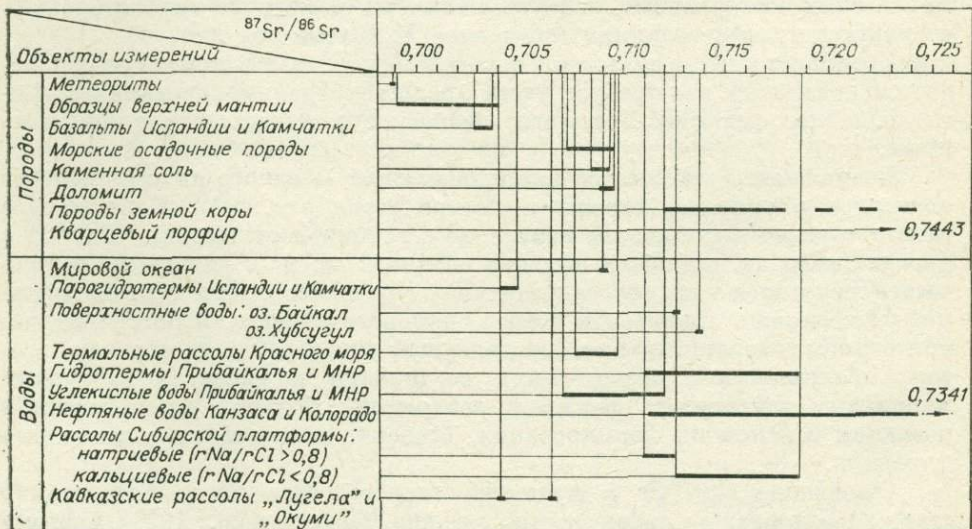
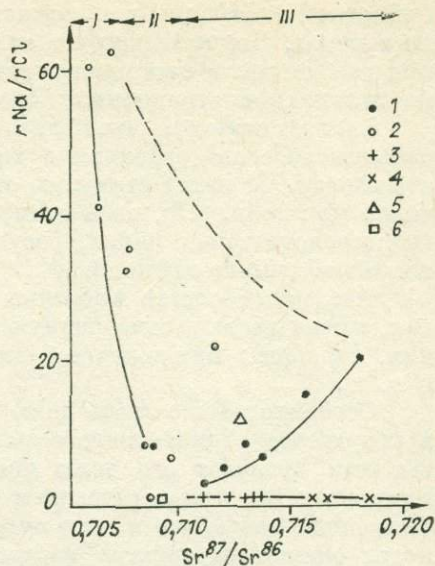


Рис. 8.13. Пределы колебаний отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в различных породах и водах [Борисов, 1978].

Рис. 8.14. Зависимость изотопного состава стронция от величины  $r_{Na}/r_{Cl}$  подземных вод Прибайкалья и МНР.

I — базальты, II — морские отложения, III — граниты. 1 — термальные воды; 2 — углекислые воды; 3 — рассолы Cl-Na состава; 4 — рассолы Cl-Ca состава; 5 — вода оз. Байкал; 6 — океаническая вода. Линии средних значений: сплошная справа — термальных, слева — углекислых вод; штриховая — крайние значения вод смешения.



вулканогенных толщ. Здесь, однако, ювенильный стронций исключается, а низкая величина рассматриваемого диагностического отношения связана с выщелачиванием стронция из эффузивов и других вулканогенных пород. Аналогично происхождение стронция в термальных водах, которые обычно контактируют с гранитами. Как и в гранитах, у них величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  имеет повышенные значения ( $>0,714$ ).

Из рис. 8.14 видно влияние водовмещающих пород на изотопный состав стронция. Среди изученных подземных вод средние, т. е. близкие к «океаническому», значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  имеют углекислые термы, приуроченные к производным морских отложений — мраморам. А вообще-то кривые углекислых и термальных вод хорошо различаются, отражая изотопный состав стронция вмещающих пород. Вторичным, т. е. мобилизованным из пород, является и стронций рассолов Сибирской платформы. Он обнаруживает два исходных «репера»: если у рассолов хлоридного натриевого состава ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,711-0,714$ ) таковым являются главным образом морские отложения, то у наиболее минерализованных хлоридных кальциевых рассолов, отличающихся высоким  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношением (0,716 и выше), преобладает второй первоисточник — силикаты. Прямолинейная зависимость между коэффициентом  $r_{Na}/r_{Cl}$  и отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  рассолов указывает, что стронций в хлоридных кальциевых рассолах никоим образом нельзя считать заимствованным из морской воды.

Высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (от 0,710 до 0,734) отличаются также нефтяные воды нижнепалеозойских отложений штатов Канзас и Колорадо в США [Chandhuri, 1978]. Здесь стронций также не является таласогенным.

Естественно, стронций не может мигрировать один: он переносится водой вместе с другими химическими элементами. Поэтому все сказанное относительно первоисточника стронция может быть распространено и на другие химические элементы, в частности на парагенетически связанные с ним кальций и магний. Прямолинейная зависимость между суммарным содержанием последних и величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. рис. 8.14) в какой-то мере подтверждает такое мнение, указывая на принципиальную возможность глубокой метаморфизации исходных хлоридных натриевых рассолов и преобразование их в хлоридные кальциевые при взаимодействии с силикатами. Напротив, накопление высоких концентраций стронция и кальция за счет заведомо морской воды вряд ли имеет место, как не подтверждается реакция доломитизации известняков магнием рапы морских соленых бассейнов.

Таким образом, информация, полученная с помощью отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , согласуется с ранее сделанным выводом (см. «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») о том, что хлоридный кальциевый состав рассолов

Сибирской платформы в значительной мере обусловлен составом вмещающих пород. Корреспондирует она и с мнением, которое было высказано при рассмотрении изотопного состава водорода и кислорода, о существенно древнеинфильтрационном происхождении ресурсов этих рассолов.

Следует отметить, что нельзя исключать возможность некоторого разделения изотопов стронция в ходе геологических процессов, учитывая, что изотоп  $^{87}\text{Sr}$  имеет отличную от других величину спинового квантового числа (см. табл. 8.3), но в отличие от других изотопов, используемых в гидрогеологических целях, результаты по  $^{87}\text{Sr}$  не требуют поправок на изотопообменные процессы.

Изотопный состав инертных газов, растворенных в подземных водах, также несет весьма ценную информацию об истории их формирования. Он нашел приложение в гидрогеохронологии, сейсмогидрогеологии и т. д.

Особенно важно знать долю радиогенного аргона-40, образующегося в результате радиоактивного распада рассеянного в породах калия-40, так как недоучет его доли приводит к значительному «омоложению» подземных вод при определении их возраста или занижению в них доли биогенного азота, что в свою очередь существенно отразится на достоверности оценки перспектив нефтегазоносности бассейнов.

Исследования изотопного состава аргона, проведенные в различных артезианских бассейнах, показали, что доля радиогенного аргона в подземных газах глубокозалегающих горизонтов нередко достигает более 50% от общего его содержания [Хоуринг, Мур, 1960; Карцев, 1972, 1978].

Важное значение приобретает изменчивость изотопного состава аргона (наряду с другими показателями) перед извержениями вулканов и землетрясениями (вариации 0,5—10%, по Султанходжаеву и др., 1978), вызванная или фракционированием изотопов заключенного в породах аргона, или поступлением мантийного аргона, имеющего предположительно  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 334 \pm 13$  [Гуцало, 1976]. Словом, намечается еще один сейсмогидрогеологический критерий прогноза этих разрушительных природных явлений.

Очень своеобразна изменчивость изотопного состава гелия. На фоне стабильного роста с глубиной концентрации гелия наблюдается сдвиг отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в сторону «облегчения» для зоны активного водообмена и в составе мантийного газа [Якуцени, 1968]. В первом случае сдвиг обусловлен  $\beta$ -распадом трития в атмосферном или водорастворенном в верхней зоне воздушном газе ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  для растворенного воздуха составляет  $1,2 \div 1,3 \cdot 10^{-6}$ ). Причина «облегчения» мантийного гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  в коре  $< n \cdot 10^{-7}$ ) пока не выяснена, хотя известны некоторые возможные реакции образования  $^3\text{He}$ . Учитывая, что отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} > 2 \cdot 10^{-7}$  [Якуцени и др., 1973] могут появиться в подземных водах только за счет мантийного гелия, высокое содержание  $^3\text{He}$  служит диагностическим признаком проникновения по разломам глубокого заложения ювенильного флюида в верхние горизонты.

Величина  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , близкая к «мантийной», характерна для термальных вод и парогидротерм Исландии: она намного больше «корового» и «атмосферного» значения этого отношения (рис. 8.15). Ювенильное происхождение имеет гелий не только в вулканических областях, но, вероятно, и в рифтовых зонах, подтверждением чего служит относительно высокое содержание  $^3\text{He}$  в термальных водах Байкальской рифтовой зоны, где  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в среднем не ниже  $n \cdot 10^{-6}$ .

Что касается земной коры ( $^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-8}$ ), то накопление там гелия происходит в основном за счет тяжелого изотопа  $^4\text{He}$ , являющегося продуктом  $\alpha$ -распада ядер тяжелых радиоактивных элементов, рассеянных в горных породах.

Рис. 8.15. Зависимость отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  от концентрации гелия в газе [Кононов, Поляк, 1977].

1 — гелий гидротерм Исландии, 2 — атмосферы, 3 — континентальных газопроявлений и различных водопунктов.

Указанные генетические особенности изотопов гелия при существующем избыточном давлении флюидов в недрах могут быть положены в основу прогноза начала извержения вулканов или землетрясений [Султанходжаев и др., 1978], трассирования зон тектонических нарушений (скажем, в нефтепоисковых целях) или поисков радиоактивных руд (для таких месторождений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  не менее  $n \cdot 10^{-8}$ ).

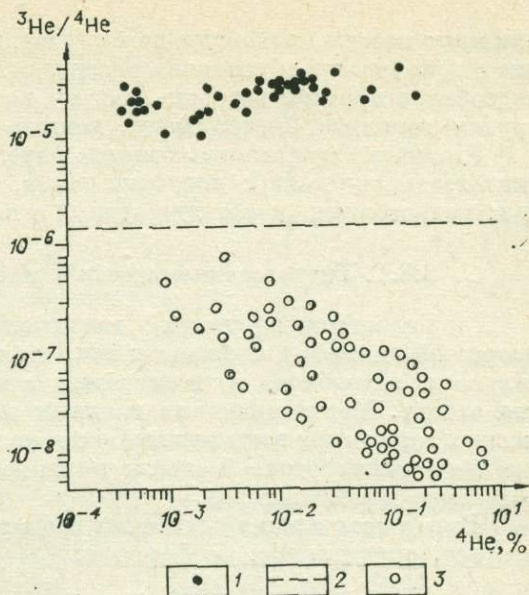
Пока еще не выяснены возможности применения изотопов неона, криптона и ксенона. Намечается лишь вероятность использования некоторых различий изотопного состава неона воздушных, вулканических и водорастворенных газов для прогноза землетрясений. В целом у «древних» подземных вод должно наблюдаться некоторое «утяжеление» изотопного состава этих газов по сравнению с воздухом [Хоуринг, Мур, 1960]. Не исключается и возможность проявления изотопных эффектов, тем более что изотопы криптон-83, ксенон-129 и ксенон-131 отличаются от других изотопов величиной ядерных спинов ( $O^{85}\text{Kг}$ , см. раздел 8.3).

В последнее время появилась возможность применения в гидрогеологии в качестве индикаторов так называемых активированных веществ — нерадиоактивных соединений (и элементов), выделяющих при облучении короткоживущие радиоизотопы.

Контроль различными методами при определении генетического облика подземных вод крайне необходим, так как решать генетические вопросы на основании только изотопов химических элементов растворенных в воде веществ не совсем правильно. Эти критерии обязательно должны использоваться в комплексе с данными по изотопному составу водорода и кислорода. Кроме того, изотопные определения в любом случае следует рассматривать в тесной связи с геолого-гидрогеологическими условиями. Только тогда они представляют ценность как показатель происхождения ресурсов подземных вод.

### 8.3. ВОЗРАСТ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Понятие «возраст подземных вод» весьма условное. Если в верхних горизонтах, где происходит интенсивное движение подземных вод, оно отвечает продолжительности их пребывания в недрах Земли, то в глубоких горизонтах, по существу, дает лишь представление о разбавлении древних вод более молодыми и относится к смеси вод различного генезиса. Вообще же под возрастом понимается среднее время нахождения подземных вод в земных недрах, начиная от попадания в водоносный горизонт и кончая выходом на поверхность. Одни исследователи называют его условным, другие — относительным, третьи — эффективным [Шиннекер, 1977]. А. М. Овчинников (1967) указывал, что правильно применять те



или иные методы можно только в случае, когда имеется ясное представление о зональности и условиях разгрузки подземных вод. В разных зонах водообмена понятия возраста, как мы видели, меняются, а в очагах разгрузки довольно быстро могут двигаться относительно древние воды.

Различают три основных метода определения возраста подземных вод: гидрогеодинамический; инертных газов, растворенных в подземных водах; радиогенных (короткоживущих) изотопов.

### 8.3.1. Гидрогеодинамический метод

Гидрогеодинамический метод основан на расчете современных скоростей движения подземных вод, что позволяет вычислить продолжительность водообмена во всем резервуаре подземных вод или отдельных его частях. Метод применим главным образом для выдержанных водоносных горизонтов зоны интенсивного водообмена, но его используют также для ориентировочной оценки темпа водообмена в глубоких горизонтах бассейнов пластовых вод.

Время нахождения подземных вод в земных недрах, характеризующее возраст, определяется по формуле:

$$T = A \frac{L}{U}, \quad (8.3)$$

где  $T$  — возраст подземных вод, равный периоду полного водообмена в водоносном горизонте;  $A$  — поправочный коэффициент на увеличение длины пути движения подземных вод;  $L$  — расстояние от области питания до области разгрузки;  $U$  — среднее значение действительной скорости движения.

Некоторые трудности возникают при определении коэффициента  $A$ . Его значение зависит от геолого-структурных и коллекторских особенностей водоносного горизонта и изменяется от 1,5 до 5—10.

Вычисленные подобным способом для различных гидрогеодинамических зон Ангаро-Ленского артезианского бассейна значения периода водообмена выражаются следующими цифрами: зона интенсивного водообмена — менее 50 тыс. лет (в самых верхних горизонтах исчисляется первыми десятками лет), зона замедленного водообмена — большей частью от 0,1—0,5 до 10 млн. лет и зона пассивного водообмена — от 10 до 100 млн. лет.

### 8.3.2. Метод инертных газов

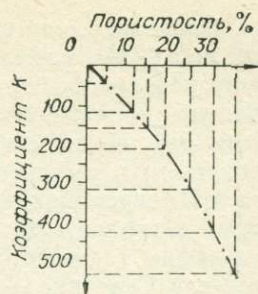
Инертные газы, растворенные в подземных водах, являются показателем возраста сравнительно древних вод, время нахождения которых в недрах Земли исчисляется, как правило, миллионами лет.

В практике гидрогеологических исследований широкое использование нашел расчет возраста подземных вод по *гелиево-аргоновому отношению* растворенных газов. Сущность метода состоит в том, что количество аргона как газа преимущественно воздушного происхождения в течение времени остается практически неизменным, а гелий, будучи радиогенным газом, постепенно накапливается в подземных водах. Следовательно, чем выше возраст, тем больше должна быть величина гелиево-аргонового отношения.

Формула для определения возраста подземных вод предложена В. П. Савченко (1936) и затем несколько видоизменена А. Л. Козловым (1950).

При расчетах необходимо учитывать только аргон воздушного происхождения. Радиогенный аргон, количество которого (главным образом за счет радиоактивного распада  $^{40}\text{K}$ ) может достигать иногда более 50% от

Рис. 8.16. Зависимость коэффициента  $K$  от пористости пород при расчете возраста подземных вод.



общего аргона, исключается, а формула принимает следующий вид:

$$T = K \frac{\text{He}}{\text{Ar}^B}, \quad (8.4)$$

где  $T$  — возраст подземных вод, млн. лет;  $K$  — коэффициент, зависящий от радиоактивности, пористости и плотности пород, степени отдачи гелия породами и его диффундирующей способности;  $\text{He}$  — содержание гелия, %;  $\text{Ar}^B$  — содержание воздушного аргона, %.

Коэффициент  $K$  — величина переменная. Ориентируясь на средние значения параметров (радиоактивность, пористость и т. д.), В. П. Савченко принимал его равным 77,1, а А. Л. Козлов — 115. По возможности следует пользоваться реальными значениями каждого параметра. Тем самым коэффициент  $K$  получается более точным. Приемы подобных уточнений даются А. И. Коротковым и А. Н. Павловым (1972). В породах с фоновой радиоактивностью и «нормальной» отдачей гелия  $K$  во многом зависит от пористости и плотности. В этом случае полезно пользоваться хотя бы графиком зависимости этого коэффициента от пористости (рис. 8.16). Особенно сильные отклонения  $K$  наблюдаются, когда подземные воды заключены в породах с иными значениями пористости и плотности, чем это полагал А. Л. Козлов (соответственно 12% и 2,5 г/см<sup>3</sup>).

Попытки учесть конкретные величины исходных параметров при определении возраста подземных вод по гелиево-аргоновому отношению (М.Н. Митин, Н. М. Круликов и др.) привели к весьма громоздким формулам или сложным номограммам, пользование которыми затруднительно. Да и не все входящие в них данные могут быть получены. Исключение, пожалуй, представляет формула расчета возраста подземных вод, учитывающая соотношение радиогенного и воздушного аргона  $\frac{\text{Ar}^P}{\text{Ar}^B}$  [Герлинг и др., 1970]. Она сравнительно проста в употреблении, но завышает возраст подземных вод и поэтому требует совершенствования:

$$T = \frac{2,33 \cdot 10^3 \cdot C_{\text{Ar}} \cdot n}{(100 - n) \cdot d \cdot K \cdot m_{\text{Ar}}} \cdot \frac{\text{Ar}^P}{\text{Ar}^B}, \quad (8.5)$$

где  $T$  — возраст подземных вод, млн. лет;  $C_{\text{Ar}}$  — растворимость воздушного аргона в поверхностных термодинамических условиях, см<sup>3</sup>/см<sup>3</sup>;  $n$  — пористость пород, %;  $d$  — плотность пород, г/см<sup>3</sup>;  $K$  — содержание калия в породах, г/г;  $m_{\text{Ar}}$  — отношение радиогенного аргона, выделенного водой, ко всему аргону, доли единицы.

После подстановок и преобразований формула (8.5) принимает следующий вид (усл. обозн. те же):

$$T = \frac{2,33 \cdot 10^3 \cdot C_{\text{Ar}} \cdot n}{(100 - n) \cdot d \cdot K \cdot m_{\text{Ar}}} \cdot \left( 0,0034 \frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} - 1 \right), \quad (8.6)$$

что значительно упрощает расчеты возраста подземных вод, позволяя использовать непосредственные замеры изотопных соотношений в исходных водных образцах.

Формула Савченко — Козлова с уточненным значением  $K$  позволила во многих артезианских бассейнах установить генетический облик подземных вод. С ее помощью получены данные, касающиеся условий сохранения седиментогенных вод и возможности их разбавления инфильтрованными водами.

Оказалось, что возраст подземных вод артезианских бассейнов древних платформ, сложенных породами палеозоя, значительно меньше возраста водовмещающих пород. На Русской и Сибирской платформах установлено увеличение возраста подземных вод с глубиной в связи с затрудненностью водообмена, но отмечается также разбавление древних седиментогенных вод инфильтрогенными. Л. В. Славянова (1971) определила, что в Прикаспийской впадине и Волго-Уральской области в отложениях перми и триаса возраст подземных вод не превышает 90 млн. лет. Близкие цифры возраста (от 10 до 100 млн. лет) получены по видоизмененной формуле Савченко — Козлова для рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна, залегающих на глубинах 1500—3000 м в нижнекембрийских отложениях. Эти цифры совпадают с ранее приведенными результатами изучения изотопного состава и данными определения возраста гидрогеодинамическим методом [Пиннекер, 1966]. Генетический облик подземных вод глубоких горизонтов древних платформ, судя по определению возраста, представляет смесь вод морского и метеорного происхождения.

В артезианских бассейнах молодых платформ, сложенных обычно слабоуплотненными породами мезозоя и отчасти кайнозоя, глубокие горизонты представлены нередко подземными водами, одновозрастными с вмещающими породами. Их происхождение преимущественно постседиментационное за счет отжатия из водоупорных глин. Однако артезианские бассейны молодых платформ в подавляющей массе все же содержат и подземные воды с меньшим возрастом, чем водовмещающие породы. На это указывают расчеты А. Н. Павлова по формулам с уточненным значением коэффициента  $K$  [Коротков, Павлов, 1972]. Для глубоких подземных вод Центрального Предкавказья получен всюду сдвиг в сторону «омоложения» возраста подземных вод по сравнению с применением коэффициентов В. П. Савченко или А. Л. Козлова (табл. 8.12). Например, у вод нижнемеловых отложений, по Савченко — Козлову, средний возраст подземных вод отвечает нижнему мелу, а если внести коррективы на фактические значения параметров коэффициента  $K$ , он будет соответствовать палеогену — верхнему мелу, т. е. получится моложе возраста водовмещающих пород.

Иногда даже при использовании уточненных значений коэффициента  $K$  возраст подземных вод, рассчитанный по гелиево-аргоновому отношению, оказывается больше чем возраст пород. В одних случаях, как это наблюдается в юрских отложениях вала Карпинского на юго-востоке Русской платформы, такое явление объясняется подтоком древних вод из нижележащих отложений [Славянова, 1971]. Но чаще завышение возраста подземных вод связано с поступлением гелия из пород кристаллического фундамента (Марковское газоконденсатное месторождение в Восточной Сибири). Продуцированный извне гелий необходимо исключить из расчета, иначе полученный возраст подземных вод будет ошибочным и приведет к неверным выводам.

С учетом диффузионного поступления гелия из интрузивных пород и естественного фона радиоактивности Л. В. Горбушиной и др. (1970) по гелиево-аргоновому отношению определен возраст подземных вод меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна. Максимальные значения, достигающие 4—7 млн. лет, отмечены в глубоких горизонтах на юго-западе, а минимальные цифры, соответствующие десяткам и сотням тысяч лет, характерны для северо-восточной области питания бассейна. Определения возраста хорошо сопоставляются с гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими данными, а также с концентрацией дейтерия в подземных водах: изолиния дейтерия по конфигурации совпадает с изолиниями возраста подземных вод (рис. 8.17). Следовательно, генетический облик подземных вод даже в наиболее погруженных частях бассейна несет следы смешения.

Расчет возраста подземных вод Центрального Предкавказья (по А. Н. Павлову на основании исходных данных В. Н. Корценштейна)

Площадь	Номер скважины	Интервал опробования, м	He, об. %	Ar, об. %		Возраст, млн. лет		Расчетные формулы	Возраст, млн. лет
						По А. В. Козлову	По В. П. Савченко		
<i>Нижняя юра</i>									
Черкесская	P-4	1543—1533	1,624	0,232	7	805	540	$T = 19,8 \cdot 10^6 \cdot \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$	139
	P-4	1260—1236	1,749	0,217	8	925	620		159
<i>Нижний мел</i>									
Александровская	P-14	1910—1892	0,096	0,106	0,9	104	70	$T = 38 \cdot 10^6 \cdot \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$	34
Петровская	P-1	2542—2520	0,117	0,070	1,67	192	129		63
Северо-Нагутская	P-6	2692—2686	0,071	0,038	1,87	215	144		71
<i>Верхний мел</i>									
Александровская	P-15	1779—1724	0,044	0,071	0,62	71	48	$T = 47 \cdot 10^6 \cdot \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$	29
Георгиевская	P-3	2047—2014	0,037	0,039	0,95	109	73		44
<i>Палеоген</i>									
Расшеватовская	P-14	2301—2295	0,054	0,094	0,58	64	44	$T = 55 \cdot 10^6 \cdot \frac{\text{HeC}}{\text{Ar}}$	32
Надзорненская	P-2	546—522	0,090	0,538	0,17	20	13		9
»	P-2	546—522	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	0,17	20	13	$T = 2 \cdot 10^6 \text{He} + 55 \cdot 10^6 \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$	11

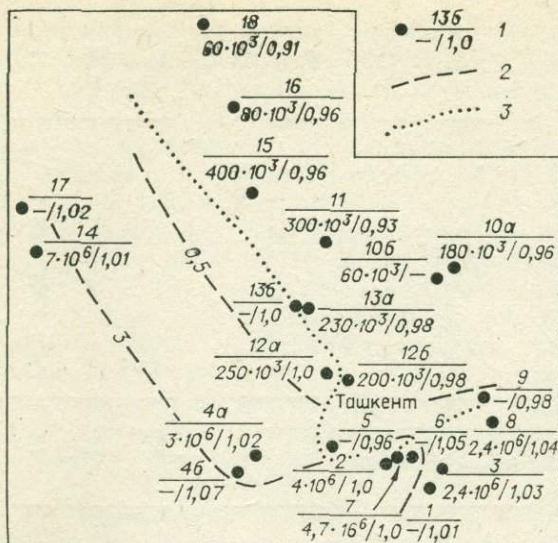


Рис. 8.17. Распределение дейтерия в водах Ташкентского бассейна (по Л. В. Горбушиной, В. Г. Тыминскому, Н. М. Салменковой). 1 — скважины (числитель — их номер, знаменатель — отношение возраста вод (год) и концентрации  $D$  (отн. ед.)); 2 — изолинии возраста вод, млн. лет; 3 — изолинии концентрации  $D$ , отн. ед.

Применяемые при гелий-аргоновом методе датирования возраста подземных вод инертные газы (гелий и аргон) не имеют между собой генетической связи. Более надежна геохронология по находящимся в парагенезисе благородным газам. Л. М. Зорькин и соавторы (1974) предложили для этой цели генетически связанные газы: гелий — радон и ксенон — радон. Вот как выглядит

после упрощения формула возраста подземных вод по гелиево-радоновому отношению:

$$T = 1,4 \frac{\text{He}}{\text{Rn}}. \quad (8.7)$$

Сравнительная оценка возраста подземных вод по гелий-аргоновому и гелий-радоновому методам показывает, что в Приташкентском артезианском бассейне по  $\text{He}/\text{Rn}$ -методу цифры получаются значительно выше, чем по отношению  $\text{He}/\text{Ar}$ , а максимальные различия характерны для наиболее погруженной центральной части бассейна. В Бухаро-Каршинском артезианском бассейне различие возраста значительно меньше, порой даже цифры совпадают (табл. 8.13). Такие особенности объясняются неотектоникой этих бассейнов. Центральная часть Приташкентского бассейна весьма активна в тектоническом отношении, что и объясняет повышенную концентрацию гелия в подземных водах. Наоборот, спокойная тектоническая обстановка Бухаро-Каршинского бассейна предопределила здесь небольшую долю глубинного гелия.

Применение отношения  $\text{He}/\text{Rn}$ , как отмечают авторы книги «Изотопы в гидрогеологии» (1977), в своей основе является независимым от  $\text{He}/\text{Ar}$ -метода. Сопоставление результатов определения возраста подзем-

Таблица 8.13

Возраст подземных вод Бухаро-Каршинского артезианского бассейна, рассчитанный по  $\text{He}/\text{Rn}$ - и  $\text{He}/\text{Ar}$ -отношениям [Зорькин и др., 1974]

Местоположение	Содержание		Возраст, млн. лет		$\frac{\text{He}/\text{Rn}}{\text{He}/\text{Ar}}$
	гелия, см <sup>3</sup> /л	радоны, 10 <sup>-10</sup> С/л	$\text{He}/\text{Rn}$	$\text{He}/\text{Ar}$	
Ходжакудук, скв. 1	0,0071	4,8	17	17	1,0
Ходжахайрам, скв. 1	0,0061	3,2	26	8	3,2
Актепе, скв. 1	0,0155	3,7	52	26	2,0
Карабаир, скв. 1	0,0151	4,8	40	12	3,3
Южный Мубарек, скв. 9	0,0146	2,3	85	80	1,1
» » скв. 13	0,0366	3,6	130	65	2,0
Юлдузкак, скв. 7	0,0264	3,6	91	83	1,1
Рометан, скв. 1	0,0288	2,2	140	115	1,2

ных вод по этим отношениям позволяет, с одной стороны, контролировать полученные цифры, а с другой — судить о миграции радиогенных газов из кристаллического фундамента и оценить ее масштабы.

### 8.3.3. Метод радиоактивных изотопов

Природные радиоактивные изотопы делятся на короткоживущие и долгоживущие \*. Короткоживущие радиоизотопы, используемые для определения возраста подземных вод ( $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{32}\text{Si}$  и др.), непрерывно образуются в верхних слоях атмосферы. Тритий, например, появляется в результате взаимодействия нейтронов космического излучения с ядрами азота и кислорода. Срок жизни таких изотопов от нескольких дней до нескольких тысяч лет, поэтому они могут использоваться в качестве индикатора сравнительно молодых подземных вод. Если за время, равное 4—5 периодам полураспада радиоактивного изотопа, в водоносный горизонт поступали «свежие» инфильтрогенные воды, то их возраст достоверно устанавливается по количеству такого изотопа. Помимо космогенных изотопов, для определения некоторых возрастных характеристик применяются образующиеся в земной коре естественные изотопы уранового ряда, а также искусственные изотопы, запускаемые в водоносный горизонт.

Перечень короткоживущих изотопов, которые представляют интерес для гидрогеологии, приведен в табл. 8.14. Из большого числа таких изотопов в настоящее время для определения возраста подземных вод используются преимущественно тритий и радиоуглерод.

**Тритий.** Распределение трития ( $^3\text{H}$ , или T) в атмосферных осадках подчиняется определенным глобальным закономерностям (рис. 8.18). С удалением от экватора к полюсам его содержание возрастает. Сильно влияют континенты, на центральные части которых приходится максимальная концентрация. При прочих равных условиях в конце весны — начале лета атмосферные осадки обогащены тритием, зимой, наоборот, обеднены. Попадая на поверхность земли, тритий с атмосферными осадками частично инфильтруется, но большая его часть сносится в моря и океаны. Мировой океан — основной резервуар накопления трития. Крупные континентальные водосборники типа оз. Байкал, в особенности их поверхностные слои, отражают среднегодовую концентрацию трития атмосферных осадков данной местности (рис. 8.19).

Таблица 8.14

Некоторые радиоизотопы, представляющие интерес для гидрогеологии

Элемент	Массовое число радиоизотопа	Период полураспада	Расчетный максимальный возраст, годы	Элемент	Массовое число радиоизотопа	Период полураспада	Расчетный максимальный возраст, годы
Водород	3	12,26 г.	$5 \cdot 10^1$	Цинк	65	245 сут	—
Бериллий	10	$2,7 \cdot 10^6$ лет	$1 \cdot 10^7$	Криптон	85	10,76 лет	$5 \cdot 10^1$
Углерод	14	5730 лет	$2,5 \cdot 10^3$	Стронций	90	29 лет	—
Натрий	22	2,6 г.	—	Радий	226	1620 лет	—
Кремний	32	500—710 лет	$2,5 \cdot 10^3$	»	228	6,7 лет	—
Сера	35	88 сут	—	Уран	235	$7,1 \cdot 10^8$ лет	—
Хлор	36	$3,1 \cdot 10^5$ лет	$4,5 \cdot 10^6$	»	238	$4,5 \cdot 10^9$ лет	—
Аргон	39	270 лет	$1 \cdot 10^3$	Плутоний	238	92 сут	—
Кальций	45	153 сут	—	»	239	$2,4 \cdot 10^4$ лет	—
Кобальт	57	270 сут	—	»	240	6580 лет	—
»	60	5,3 г.	—				

\* Примером долгоживущего радиоактивного изотопа является упомянутый ранее  $^{87}\text{Rb}$  (период полураспада  $6 \cdot 10^{10}$  лет).

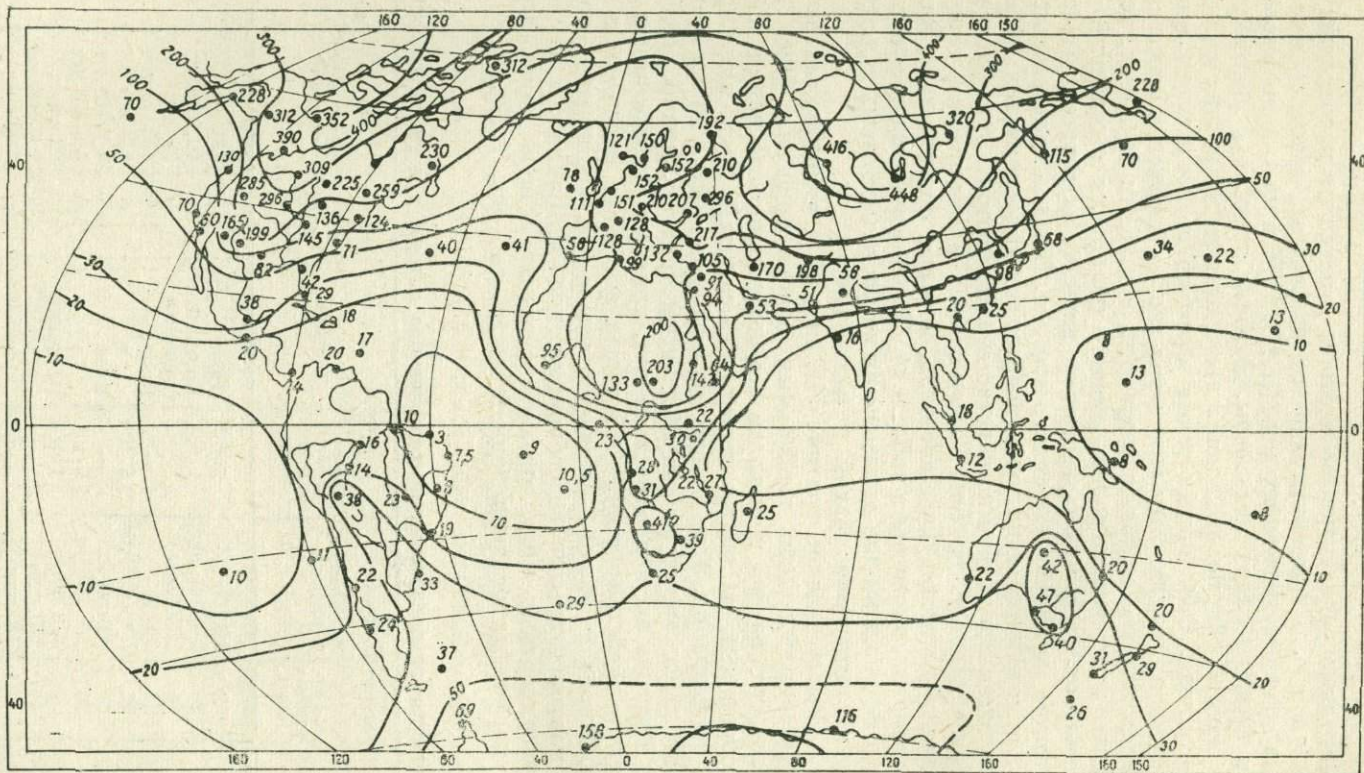


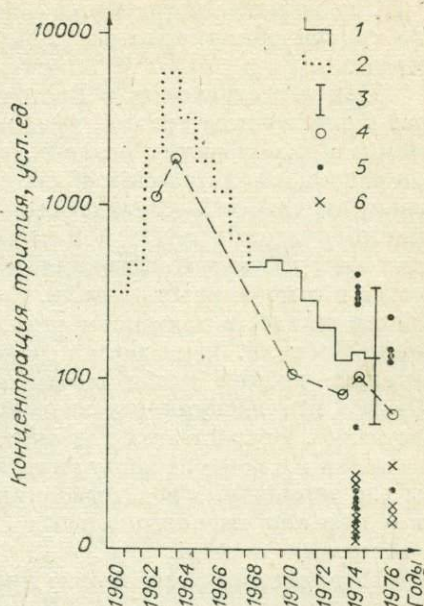
Рис. 8.18. Среднегодовая концентрация трития в атмосферных осадках земного шара за 1969 г. [Романов, 1978].

Рис. 8.19. Среднегодовая концентрация трития в наземных водах и сравнение ее с одиночными определениями трития в подземных водах Прибайкалья в 1974 и 1976 гг.

1 — среднегодовая концентрация трития в атмосферных осадках на основе статистической обработки одиночных замеров; 2 — то же, по экстраполяции; 3 — пределы колебаний концентрации трития в течение года; 4 — одиночные определения трития в воде поверхностного слоя (до 200—250 м) оз. Байкал; 5 — то же, в неглубоких холодных подземных водах; 6 — то же, в термальных водах приуроченных к разломам глубокого заложения.

Вследствие относительно малого периода полураспада (12,26 года) тритий датирует возраст подземных вод, время инфильтрации которых закончилось менее 50—60 лет тому назад. Количество трития, близкое его содержанию в поверхностных водах, указывает на возраст подземных вод в 1—2 года. Чем меньше трития в воде, тем больше ее возраст.

Для количественного определения возраста необходимо знать концентрацию в подземных водах трития и продукта его  $\beta$ -распада —  $^3\text{He}$  [Толстихин, Каменский, 1969]:



$$T = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[ \frac{{}^3\text{H} + {}^3\text{He} - {}^3\text{He}_{\text{атм}}}{{}^3\text{H}} \right], \quad (8.8)$$

где  $T$  — возраст подземных вод, годы;  $\lambda$  — постоянная распада трития, равная 0,056;  ${}^3\text{H}$  — концентрация трития в подземных водах, ТЕ;  ${}^3\text{He}$  — концентрация гелия-3 в подземных водах,  ${}^3\text{He}_{\text{атм}}$  — содержание гелия в дождевых водах до инфильтрации.

Формула (8.8) для проведения расчетов не совсем удобна. И. Н. Толстихин и И. Л. Каменский, исходя из растворимости гелия в пресной воде, его содержания в воздухе и отношения изотопов  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1,2 \cdot 10^{-6}$ , приводят ее к виду, облегчающему расчеты:

$$T = \frac{1}{0,056} \cdot \ln \frac{{}^3\text{H} + 4 \cdot 10^{11} \cdot {}^3\text{He} ({}^3\text{He}/{}^4\text{He}) - 24}{{}^3\text{H}}, \quad (8.9)$$

где  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  — измеренное отношение изотопов гелия, выделенных из воды.

Концентрация трития измеряется в тритиевых единицах (ТЕ). ТЕ — концентрация одного атома трития на  $10^{18}$  атомов протия — соответствует радиоактивности около  $3,2 \mu\text{C}/\text{л}$ . Иногда используются местные и относительные шкалы.

До 1952—1954 гг. концентрация трития в атмосферных осадках редко превышала 10 ТЕ. Однако при неоднократных испытаниях в 1952—1962 гг. ядерных бомб она возросла в сотни раз [Природные изотопы..., 1975; Романов, 1978]. После прекращения массовых взрывов, начиная с 1962 г., уровень трития в атмосферных осадках стал падать (см. рис. 8.18), хотя он до сих пор не достиг «добомбового» естественного фона. Причина заключается в продолжающихся испытаниях ядерного оружия в атмосфере (Китай, Франция) и выбросах трития предприятиями по переработке атомного топлива. Зараженность атмосферы термоядерным тритием затрудняет определение возраста подземных вод, требуя внесения в расчеты необходимых поправок на диагностику уровня тритиевой концентрации в об-

ласти питания. По существу, возможности абсолютного датирования подземных вод по тритию сохраняются тогда, когда используются соответствующие режимные наблюдения.

Тем не менее метод широко применяется. Ценность его состоит в том, что тритий обнаруживается в небольших количествах и не сорбируется породами.

При исследованиях в Восточной Сибири (данные Е. В. Пиннекера и др.) концентрация трития, приближающаяся к его среднегодовому содержанию в атмосферных осадках, обнаружена в пресных подземных водах зон разломов и карстовых областей. Тут время нахождения воды в недрах Земли оценено в 1—2 года. Несколько выше (до 10—12 лет) возраст трещинно-грунтовых вод так называемой зоны выветривания кристаллических пород, где концентрация трития приближается к 50% от его количества в атмосферных осадках. Совсем мало трития (не более 15—25% по той же шкале) в подземных водах рыхлых отложений кайнозой на побережье Байкала. Здесь даже вода колодцев глубиной около 10 м имеет сравнительно низкий вклад «свежих» атмосферных осадков, а в интервале 10—100 м тенденция исчезновения трития устанавливается совершенно явственно. Возраст этих вод определен от менее 20 до 70 лет. Интересно, что такая же концентрация трития, а следовательно, и возраст, характерны для термальных вод, выводимых в зонах разломов, что свидетельствует о питании гидротермальных систем относительно молодыми инфильтрогенными водами.

Подобные примеры можно продолжить. Вот еще один. По концентрации трития, равной 3,7—5 ТЕ, возраст неглубокозалегающих подземных вод Аравийского полуострова определен в 10 лет, поскольку содержание трития слишком низко, чтобы его отнести за счет атмосферных осадков, выпавших после 1954 г., но достаточно велико, чтобы считать, что прошло менее одного периода полураспада трития [Thatcher e. a., 1961]. Или такой пример. Обнаружение трития в углекислых водах популярного курорта Карловы Вары (в 1974 г. 10—15 ТЕ) указывает лишний раз на их метеорную природу, с чем, как известно, пока не все соглашаются. В различных количествах есть тритий (от 0—2 до 200—300 ТЕ) в термальных водах Исландии и Австрии [Drost e. a., 1972].

Изучение трития в гидрогеологических целях имеет большое прикладное значение и дает информацию об условиях питания подземных вод различных водоносных горизонтов, их взаимосвязи и скорости водообмена. На рудниках и шахтах ГДР сравнительные замеры концентрации трития в области питания и местах притока воды позволили датировать возраст подземных вод с точностью до 1—2 лет и тем самым оперативно прогнозировать обводненность горных выработок. В штате Нью-Джерси (США) тритиевым методом определена нижняя граница сезонного проникновения инфильтрогенных вод и изучалась взаимосвязь подземных и речных вод. Как видно из рис. 8.20, концентрация трития с глубиной уменьшается: ниже 30 м подземные воды практически лишены трития. Пробы речной воды показали, что меженный сток реки формируется за счет глубоких горизонтов подземных вод, в которых тритий отсутствует [Дэвис, де Уист, 1970].

Криптон-85 ( $^{85}\text{Kr}$ ) позволяет датировать возраст сравнительно «молодых» вод — период полураспада этого радиоизотопа почти такой же, как у трития (см. табл. 8.14). Одним из положительных моментов при использовании  $^{85}\text{Kr}$  является его инертность к протекающим химическим реакциям. Трудности метода заключаются в необходимости экстракции индикатора из очень больших объемов воды, составляющих 120—300 л [Rozanski, Florowski, 1978].

Попадая в атмосферу с отходами атомных реакторов,  $^{85}\text{Kr}$  при инфильтрации атмосферных осадков поступает в подземные воды. К. Ру-



сения соответствующих поправок радиоуглеродный метод, как правило, завышает возраст. Кроме того, следует иметь в виду наличие в атмосфере углерода термоядерных взрывов (до 100% и более от стандартного содержания  $^{14}\text{C}$ ) и возможность разубоживания  $^{14}\text{C}$  углекислотой, появившейся от сжигания ископаемого топлива.

Точность радиоуглеродного датирования возраста подземных вод составляет  $\pm 1000$  лет. Следовательно, использовать метод полезно для изучения подземных вод, возраст которых превышает 2000—3000 лет.

Определение возраста подземных вод радиоуглеродным методом требует учета только атмосферного  $^{14}\text{C}$  и «изоляции»  $^{14}\text{C}$ , попавшего в подземные воды из других источников (вмещающих пород, в результате смешения с другими водами и т. д.). Условие это не всегда выполнимо. Оно ограничивает применимость метода. Поэтому, если подземные воды находятся в карбонатных породах или связаны с органическим веществом, применять его не рекомендуется. Однако в терригенных породах радиоуглеродный метод отличается хорошей точностью. Например, данные по Аравийскому полуострову, Ливии и Египту, где изучались песчаные водоносные горизонты, показали, что возраст подземных вод в глубоких частях разреза превышает 10 тыс. лет, достигая иногда 30 тыс. лет [Thatcher e. a., 1961]. Аналогичные цифры возраста (они «растут» по мере погружения водоносного горизонта) получены для напорных вод песчаников в различных районах ФРГ [Drost e. a., 1972]. Для некоторых водоносных горизонтов составлены карты гидроизохрон (рис. 8.21), из которых улавливается четкая закономерность «старения» подземных вод с удалением от области питания.

С применением радиоуглерода определяется также скорость движения подземных вод. Так, в одном из районов ГДР скорость движения подземных вод, датированная радиоуглеродным методом для песчаного водоносного горизонта (глубина 10—150 м), оказалась равной 1—10 м/год. В то же время полученные с помощью искусственных изотопов-трассеров значения скорости движения здесь превышают 100 м/сут. Автор этих сведений [Иордан, 1979] указанное расхождение объясняет тем, что при определении возраста подземных вод по радиоуглероду и другим естественным изотопам учитываются средние значения скорости по всему потоку, а при инъекциях искусственных изотопов, наоборот, получаются ее максимальные значения по хорошо фильтрующим воду участкам.

Кроме причины, названной Г. Иорданом, завышение возраста, как уже отмечалось, объясняется и самой природой радиоуглеродного метода. Это обязательно следует иметь в виду и не абсолютизировать получаемые по  $^{14}\text{C}$  цифры возраста подземных вод. При проведении гидрогеологических

исследований их желательно подтвердить иными методами.

**Прочие естественные и искусственные изотопы.** Число природных радиоизотопов, используемых при хронологии подземных вод и

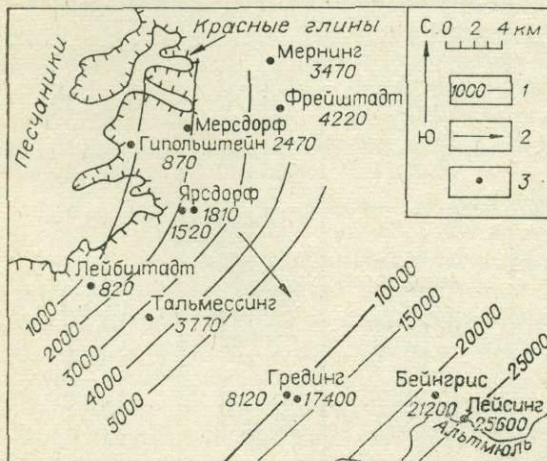


Рис. 8.21. Возраст по радиоуглероду и гидроизохроны подземных вод ограниченного водоносного горизонта Франкенальба на юге ФРГ [Geyh, 1976].

1 — изохроны и абсолютный возраст (годы); 2 — направление потока подземных вод; 3 — скважины (цифра — возраст подземных вод, годы).

Таблица 8.16

Сравнительный возраст некоторых типов подземных вод Индии по данным определения концентрации  $^{32}\text{Si}$  и  $^{14}\text{C}$  (по данным Д. Лала и др.)

Скважина	Глубина, м	Исправленный возраст, лет	
		по $^{32}\text{Si}$	по $^{14}\text{C}$
Водозабор в Паламе, Раджастан	168	>2000	5000
Колодец в Паламе, Раджастан	66	2000±1000	5000
Водоразбор в Виджапуре, Гаджарат	116	<1500	2280
Водозабор в Балодде, Гаджарат	65	~600	2600
Колодец в Рупаре, Пенджаб	30	~900	300
Водозабор в Армитсаре, Пенджаб	90	~1000	2800
Водозабор в Нейвели	130	~500	540

имеющих космическое происхождение, в последние годы заметно расширилось. Правда, их применение пока носит экспериментальный характер и не внедрено еще в практику гидрогеологических исследований (см. табл. 8.14).

Изотопы аргон-39 (период полураспада 270 лет) и кремний-32 (период полураспада 500, а по другим данным 710 \* лет) позволяют датировать возраст подземных вод от 100 до 2500 лет, т. е. как раз в том временном интервале, который не поддается определению тритиевым и радиоуглеродным методами. Широкое использование этих изотопов осложняется и необходимостью отбирать пробы воды в объеме 1—20 м<sup>3</sup> [Drost e. a., 1972; Иордан, 1979]. Но есть и положительные стороны: в отличие от  $^{14}\text{C}$  изотоп  $^{32}\text{Si}$  (табл. 8.16), по-видимому, не завывает возраста подземных вод.

Определенные перспективы имеют применение хлора-36 (период полураспада  $3,1 \cdot 10^5$  лет) и бериллия-10 (период полураспада  $2,7 \cdot 10^6$  лет). Внедрение этих изотопов в практику гидрогеологических исследований значительно повысит порог времени (до 1,5—10 млн. лет) при определении возраста подземных вод. Правда, миграционные способности  $^{36}\text{Cl}$  и  $^{10}\text{Be}$  не изучены. Есть сведения, что изотоп  $^{36}\text{Cl}$  поглощается породами: в таком случае его следует использовать для целей гидрогеологической хронологии осторожно.

Кроме короткоживущих космогенных изотопов, при определении возраста подземных вод могут быть использованы радиогенные изотопы, образующиеся в земной коре. В частности, хорошей информацией обладает отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ . В Приташкентском артезианском бассейне его величина максимальна в подземных водах области питания ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,12$ ), но уменьшается на небольшой глубине (1,75) и имеет минимальные значения в погруженных зонах. Соответственно (от 0,13 до 3 млн. лет) изменяется возраст подземных вод, определенный He/Ar методом [Зорькин и др., 1974]. Это же отношение рекомендуется использовать для оценки пропорций смешения подземных вод различного генезиса [Изотопы..., 1977]. Следует учесть, что при пользовании изотопами урана и других радиоактивных элементов, образующихся в земной коре, должны учитываться процессы перевода этих элементов в подземные воды и поглощения их породами: они не всегда могут быть установлены или оценены количественно.

\* Согласно новейшим данным, период полураспада  $^{32}\text{Si}$  снижен до 330 лет [Moser, Rauert, 1980].

Кроме естественных, т. е. образующихся в природе, при гидрогеологических исследованиях применяются искусственные изотопы. Они запускаются в водоносный горизонт и обнаруживаются затем в источниках, скважинах или горных выработках. Такие «меченые атомы» сейчас широко используются для определения направления и скорости движения подземных вод, интенсивности водообмена и взаимосвязи подземных вод с поверхностными. По времени прохождения искусственного изотопатрассера от места запуска до пункта обнаружения может быть рассчитан возраст подземных вод.

Радиоизотопы, используемые в качестве искусственных индикаторов, должны отвечать следующим требованиям: 1) должны легко обнаруживаться; 2) использоваться в относительно небольших количествах; 3) не должны поглощаться породами; 4) должны иметь достаточно продолжительный период полураспада; 5) отсутствовать в водоносном горизонте; 6) не должны изменять проницаемость пород; 7) быть недорогими. К сожалению, индикаторы, удовлетворяющие всем перечисленным требованиям, отсутствуют. С. Дэвис и Р. де Уист (1970) отмечают, что будь третий легко обнаруживаемым, он вполне бы удовлетворял этим требованиям.

В качестве трассеров подземных вод при больших скоростях движения используются  $^{131}\text{J}$  (период полураспада 8 ч) и  $^{82}\text{Br}$  (период полураспада 36 ч). Когда скорости движения небольшие, предпочтение отдается искусственному тритию и  $^{51}\text{Cr}$  (период полураспада около 28 сут). Согласно сообщению Международного агентства по атомной энергии, хорошими индикаторами являются  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{86}\text{Rb}$  и  $^{103}\text{Ru}$ , хотя они и опасны.

Совсем недавно начали внедряться активированные вещества, которые сами по себе нерадиоактивны, но при облучении выделяют радиоизотопы. Примером такого индикатора служит бромид аммония — его облучение дает короткоживущий радиоизотоп  $^{80m}\text{Br}$ .

При установлении возраста и первоисточников «молодых» подземных вод хороший эффект дает комбинация естественных и искусственных радиоизотопов. В частности, такой эксперимент был проведен в верхнем течении Дуная, где река теряет воду при прохождении закарстованных отложений верхней юры [Batsche e. a., 1970]. Кроме естественных и искусственных радиоизотопов, использовались одновременно самые различные индикаторы (соли, споры, пахнущие, красящие и активированные вещества) — всего 13 трассеров. В 10—20 км от мест потери стока вода появляется в виде мощного карстового источника со средним расходом 8—9 м<sup>3</sup>/с, которого трассеры (например,  $^{51}\text{Cr}$ ) достигают за 3—4 дня. Однако возраст карстовых вод, определенный по концентрации трития и скорректированный радиоуглеродным методом, получился равным 6—14 лет при возрасте поглощаемой воды в 2—6 лет. Подобное «старение» объясняется вкладом других категорий вод — атмосферных осадков и карстовых вод верхних горизонтов, которые и формируют вместе с дунайской водой ресурсы упомянутого карстового источника.

Этот тщательно выполненный эксперимент показал, что природные радиоизотопы дают оценку времени нахождения воды в недрах Земли для подземной водоносной системы в целом, а индикаторы — скорость перемещения отдельных порций воды.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с вулканической деятельностью. — В кн.: Труды II Всесоюз. вулканолог. совещания. Т. 1. М.: Наука, 1966, с. 118—128.
- Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 378 с.

- Басков Е. А.** Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 200 с.
- Богомолов Г. В., Карцев А. А., Якобсон Г. П., Богомолов Ю. Г.** Принципы палеогидрогеологических реконструкций формирования подземных вод.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М.: Наука, 1972, с. 45—49.
- Борисов В. Н.** К истории хлоридных вод Тунгусского артезианского бассейна.— В кн.: Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 35—50.
- Борцовский Ю. А., Христианов В. К.** Изотопный состав кристаллизационной воды соляных минералов.— Геохимия, 1965, № 7, с. 844—850.
- Брандт С. Б. и др.** Изотопные отношения стронция в некоторых природных водах Сибири.— Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. советских геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, с. 98—105.
- Бродский А. И.** Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 595 с.
- Валяшко М. Г. и др.** Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным.— В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 120—124.
- Ветштейн В. Е. и др.** Изотопный состав кислорода и водорода вод открытых водоемов и вулканических источников.— Геохимия, 1967, № 6, с. 737—739.
- Ветштейн В. Е., Малюк Г. А., Лапшин Ф. В.** Изотопный состав кислорода и водорода минеральных вод украинских Карпат как критерий их генезиса.— Докл. АН УССР, 1972, Б, № 12, с. 1062—1066.
- Виноградов А. П.** Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности).— Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, 1948, т. I, с. 25—35.
- Виноградов В. И.** К вопросу о происхождении вулканической серы.— В кн.: Очерки геохимии эндоген. и гиперген. процессов. М.: Наука, 1966, с. 93—108.
- Виноградов В. И., Смирнов С. И., Соболев В. И.** Об изотопном составе сульфатной серы подземных вод Криворожского железорудного бассейна и его гидрогеологической интерпретации.— Докл. АН СССР, 1974, т. 244, № 3, с. 711—714.
- Галимов Э. М.** Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- Галимов Э. М.** Ядерно-спиновый изотопный эффект — новый тип изотопного эффекта.— Геохимия, 1979, № 2, с. 274—284.
- Герлинг Э. К. и др.** Использование изотопов Ag, Ne для изучения истории природных вод.— В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970, с. 300—309.
- Горбушина Л. В., Тыминский В. Г., Салменкова Н. А.** Определение возраста вод Ташкентского артезианского бассейна.— В кн.: Методика палеогидрогеол. исследований. Ашхабад, 1970, с. 309—317.
- Гриценко В. А., Гриценко Л. Н.** Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 275 с.
- Гуцало Л. К.** О природе и закономерностях распределения изотопов гелия и аргона в термальных водах Курильских островов и Камчатки.— Геохимия, 1976, № 6.
- Дегенс Э. Т.** Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 299 с.
- Дэвис С., де Уист Р.** Гидрогеология. Т.2. М.: Мир, 1970. 254 с.
- Жук В., Трэмбачовски А., Шарон Я.** Изотопный состав С, О и S некоторых подземных вод юго-западного края Роточа и прилегающих районов Предкарпатской впадины.— В кн.: VII Всесоюз. симпозиум по стаб. изотопам в геохимии (тез. докл.). М., 1978, с. 209—210.
- Зайцев И. К., Тарасов В. М.** Некоторые проблемы гидродинамики артезианских бассейнов.— Сов. геология, 1972, № 11, с. 63—73.
- Зорькин Л. М. и др.** О взаимоотношении гелия и радона в пластовых водах.— Узб. геол. журн., 1974, № 6, с. 40—44.
- Иванов В. В.** Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны. Автореф. докт. дис. М., 1965. 39 с.
- Изотопы в гидрогеологии /Токарев А. Н., Султанходжаев А. Н., Горбушина Л. В. и др.** Ташкент: ФАН, 1977. 292 с.
- Иордан Г.** Радиоизотопные измерения при гидролого-гидрогеологических исследованиях в ГДР.— В кн.: Подземный сток и методы его изучения. Новосибирск: Наука, 1979, с. 128—129.
- Карцев А. А.** Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 1-е. М.: Гос. топтехиздат, 1963; изд. 2-е. М.: Недра, 1972. 280 с.
- Карцев А. А.** Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 279 с.
- Козлов А. Л.** Проблемы геохимии природных газов. М.: Гостоптехиздат, 1950. 168 с.

- Кокунов В. Л. и др. К вопросу о геохимии изотопов углерода нефтей месторождений Томской области.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1975, т. 237, с. 28—30.
- Кокунов В. Л. и др. Результаты изучения изотопного состава углерода пород и нефти Мегйонского месторождения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1976, т. 253, с. 5—15.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная гидротермальная деятельность и особенности вулканизма Исландии.— В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977, с. 21—31.
- Коротков А. И., Павлов А. Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 183 с.
- Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М.: Недра, 1976. 309 с.
- Куделин Б. И. К вопросу о палеогеографических условиях накопления пресных водозных вод в Днепровско-Донецком бассейне.— Сов. геология, 1959, № 10, с. 113—121.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков (применительно к вопросам геологии нефти и газа, гидрогеологии и инженерной геологии). М.: Недра, 1965. 200 с.
- Назаров А. Д., Иванов В. Г., Ветштейн В. Е. Генезис подземных вод нефтегазоносных районов Томской области по данным о распределении в них дейтерия.— В кн.: Всесоюз. симпозиум по геохимии стаб. изотопов. М., 1974, с. 185—187.
- Несмеянов А. Н. Радиохимия. М.: Химия, 1978. 560 с.
- Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Барцев О. Б. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1975. 190 с.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
- Овчинников А. М. Значение определения возраста подземных вод для изучения водопапорных систем.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967, с. 3—5.
- Панкина Р. Г. Геохимия изотопов серы нефтей и органического вещества. М.: Недра, 1978. 247 с.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Пиннекер Е. В. Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод.— В кн.: Месторождения подземных вод Иркутской области. Л.: Недра, 1974, с. 14—31.
- Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. (Закономерности распространения и формирования подземных вод). М.: Наука, 1977. 196 с.
- Рабинович И. Б. Влияние изотопии на физико-химические свойства жидкостей. М.: Наука, 1968. 308 с.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. М.: ИЛ, 1956. 464 с.
- Романов В. В. Закономерности распределения трития в природных водах.— В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46—89.
- Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия.— Природные газы, 1936, № 9, с. 53—109.
- Селецкий Ю. Б., Поляков В. А. Дегидратация: ее возможная роль в формировании изотопного состава подземных вод.— В кн.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981, с. 30—38.
- Славянова Л. В. Основные методы и принципы палеогидрогеологических реконструкций.— В кн.: Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов. Вып. 38. М., 1971, с. 3—31.
- Сойфер В. И., Брезгунов В. С., Власова Л. С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов.— Геохимия, 1967, № 5, с. 599—607.
- Султанходжаев А. Н., Сидиков С., Чернов И. Г. Гидрогеосейсмологические исследования на Ташкентском геодинамическом полигоне. Вариации изотопного состава аргона в газах термоминеральных вод.— Узб. геол. журн., 1978, № 6, с. 54—59.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 34—44.
- Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
- Толстихин И. Н., Каменский И. Л. О возможности определения возраста подземной воды тритий — гелий-3 методом.— Геохимия, 1969, № 8, с. 1027—1029.
- Ферронский В. И. и др. Радиозотопные методы исследования в инженерной геологии и гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1968. 304 с.
- Фрауэнфельдер Г., Хенли Э. Субатомная физика. М.: Мир, 1979. 736 с.
- Хоуринг Т. К. Изменение отношений  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  в нефтях и глинистых сланцах.— В кн.: Геохимический симпозиум при V Всемирном нефтяном конгрессе. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 26—33.

- Хоулинг Т. К., Мур Х. Е. Азот, неон, аргон, криптон и ксенон в природном газе.— В кн.: Геохимический симпозиум при V Всемирном нефтяном конгрессе. М.: Гостехиздат, 1960, с. 33—38.
- Шамолина Э. П., Назаров А. Д. Некоторые сведения о микрофлоре подземных вод Советского нефтяного месторождения Томской области.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1975, т. 237, с. 59—62.
- Якуцени В. П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968. 232 с.
- Якуцени В. П. и др. Гелиевый изотопный критерий эндогенности газоводопроявлений.— В кн.: Тезисы докладов VII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Новосибирск, 1973, с. 50.
- Batsche H. e. a. Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerung (Baden — Württemberg) in den Jahren 1966—1969.— Steirische Beiträge zur Hydrogeol., 1970, B. 22, S. 5—165.
- Chaudhuri S. Strontium isotopic composition of several oilfield brines from Kansas and Colorado.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, N 3, p. 329—332.
- Craig H. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters.— Sci., 1961, v. 133, N 3467, p. 1833—1834.
- Craig H. Isotopic composition of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines.— Sci., 1966, v. 124, N 3756, p. 1544—1548.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation.— Tellus, 1964, v. 16, N 4, p. 436—468.
- Drost W., Moser H., Neumaier F., Rauert W. Isotopenmethoden in der Grundwasserkunde.— Informationsheft des Büro Eurisotop, 1972, N 61, S. 178.
- Fontes J. Ch., Confiantini R. Component isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens.— Earth Plan. Sci. Lett., 1967, v. 3, p. 258—266.
- Geyh M. A. Basic Studies in Hydrology and  $^{14}\text{C}$  and  $^3\text{H}$  Measurements.— Intern. Geol. Cong., 24 ses., 11 sec., Montreal, 1972; p. 227—234.
- Hähne R., Vagin S. B., Karcev A. A. Zur Entwicklung und Perspektive der Paläohydrogeologie.— Zeitschr. f. angewan. Geologie, 1980, H. 5, S. 243—250.
- Hitchon B., Friedman J. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin.— J. Stable isotopes of hydrogen and oxygen.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, p. 1321—1349.
- Moser H., Rauert W. Lehrbuch der Hydrogeologie, B. 8.— Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. Berlin — Stuttgart, 1980, 400 S.
- Müller E. P., Nebel B. Zur Isotopengeochemie des H, O und S in Tiefenwässern.— Zeitschr. f. angewan. Geol., 1976, Bd 22, H. 8, S. 351—357.
- Pinneker E. V. The problem of the formation of underground concentrated brines.— 23 International Geological Congress, 1968, v. 18, p. 95—99.
- Rozanski K., Florkowski T. Krypton — 85 dating of groundwater.— Isot. Hydrol., 1978, Proc., Int. Symp., Neuherberg, 1978, v. 2, Vienna, 1979, p. 949—959.
- Savin S. M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1970a, v. 34, p. 25—42.
- Savin S. M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1970b, v. 34, p. 43—63.
- Sheppard S. M., Epstein S. D/H and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of minerals of possible mantle or crustal origin.— Earth and planet. Sci. Letters, 1970, v. 9, p. 232—239.
- Suess E. Über heisse Quellen.— Verhand. Gesell. deutsch. Naturforsch. und Ärzte (Leipzig), 1902, Bd 71, S. 133—151.
- Taylor H. P. Application of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H studies to problems of water — rock interactions in granitic batholiths.— Sciences Geol., 1977, p. 111—70—111—79.
- Thatcher L., Rubin M., Brown G. F. Dating desert ground water.— Science, 1961, v. 134, N 3472, p. 105—106.
- White D. E. Magmatic, connate and metamorphic waters.— Bull. Geol. soc. Amer., 1957, N 12, p. 1659—1682.
- White D. E. Thermal and mineral waters of the United States.— Brief Review of Possible Origins.— Intern. Geol. Congr., v. 19, Prague, 1969, p. 269—286.
- Zimmermann U., Zöfl J. Deuterium — und Sauerstoff-18-Gehalt von Gesteinen, Thermalgund Kaltwässern.— Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 1971, B. 23, S. 127—132.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Анализ палеогидрогеодинамический 168  
 — палеогидрогеотермический 178  
 — палеогидрогеохимический 173  
 — структурно-палеогидрогеологический 164  
 Аномалии гидрогеодинамические 58, 71  
 — гидрогеотермические 74  
 — гидрогеохимические 72  
 Бассейн нефтегазоносный 148  
 — эвапоритовый (солеосный) 141  
 Барьер геодинамический 134  
 — геохимический 134  
 — энергетический 10  
 Водообмен инфильтрационный 157, 171, 191  
 — магматический (эндогенный) 157, 173  
 — седиментационный (элизионный) 157, 171, 191  
 Воды вулканические 25  
 — инфильтрогенные 190  
 — магматогенные 25, 193  
 — метаморфогенные 193  
 — седиментогенные 192  
 — техногенные 111  
 Воздействие техногенное (антропогенное) 111  
 Возраст подземных вод 219  
 Время полного водообмена 160  
 Вулканизм 24  
 Выветривание физическое 34  
 — химическое 52, 80  
 Вязкость расплава 21, 23  
 Галогенез континентальный 140  
 — морской 141  
 Геохронобата 176  
 Гидрогения — см. гидрогеология генетическая  
 Гидрогеология генетическая 189  
 — историческая 154  
 Гидрогеосейсмология — см. сейсмогидрогеология  
 Гипергенез 39, 78, 134  
 Денудация подземная химическая 78, 86, 89  
 — карстовая 97  
 Деятельность воды геодинамическая 114  
 — — геотермическая 115  
 — — геохимическая 113  
 — — гидротермальная 25  
 — — инженерно-геологическая 116  
 — — механическая 28  
 — — рудообразующая 130  
 Диагенез 36  
 Диафорез — см. метаморфизм регрессивный  
 Дилатансия 59  
 Землетрясения 58  
 — возбужденные 60  
 Зеркало соляное 143  
 Изотопы азота 214  
 — аргона 218  
 — водорода 197, 225  
 — гелия 218  
 — кальция 215  
 — кислорода 197, 204  
 — криптона 219, 228  
 — ксенона 219  
 — неона 219  
 — радиоактивные 225, 231  
 — серы 214  
 — стронция 215  
 — углерода 212, 229  
 Интенсивность внедрения инфильтрогенных вод 190  
 Инфильтрация древняя 159  
 — современная 159  
 Исследования палеогидрогеологические качественные (общие) 163  
 Карст 95  
 — глиняный (лессовый) 33  
 — карбонатный 95  
 — соляной 95, 97, 142  
 — сульфатный (гипсовый) 95, 99  
 Катагенез 36  
 Кепрок 142  
 Комплексообразование 123  
 Коэффициенты пропорциональности элементов 194  
 Криогенез 105  
 Купол соляной 97  
 Литогенез 35, 51  
 — прямой 35  
 — обратный 134  
 Ловушки структурные 134  
 Материал исходный палеогидрогеологических реконструкций 194

- Месторождения амагматогенные 127, 129  
 — вулканогенные 127  
 — гидротермальные 121, 127  
 — гипергенные 134  
 — метаморфогенные 121  
 — нефти и газа 145  
 — осадочные 121  
 — плутогенные 127  
 — рудные 179  
 — соляные 140  
 — экзогенные 121  
 — эндогенные 121  
 Метагенез 36, 37  
 Метаморфизм 44, 51  
 — контактовый 44  
 — прогрессивный 44  
 — региональный 44  
 — регрессивный 44  
 Методика палеогидрогеологических исследований 163  
 Методы определения возраста подземных вод 219  
 — — — гидрогеодинамический 220  
 — — — — инертных газов 220  
 — — — — радиоактивных изотопов 225  
 Механизм движения флюидов диффузионный 12  
 — — — — фильтрационный 12  
 Минералообразование гипергенное 134, 136  
 Мобилизация вещества 34  
 Модели подготовки землетрясений — дилатантно-диффузионная 59  
 — — — лавинно-неустойчивого трещинообразования 59, 60  
 Модуль подземного химического стока 87  
 — твердого стока 28  
 Оползень 30  
 Опреснение криогенное 107  
 Отношение гелиево-аргоновое 220  
  
 Палеогидрогеология 154  
 Параметры термодинамические 8  
 Переформирование нефтегазовых залежей 150  
 Поведение воды при криогенезе 105  
 — — — магматизме 15  
 — — — метаморфизме 44  
 Поток флюидный 11, 12  
 Предвестники землетрясений геофизические 75  
 — — гидрогеодинамические 65  
 — — гидрогеологические 65, 75  
 — — гидрогеотермические 70  
 — — гидрогеохимические 68  
 — — деформационные 75  
 — — сейсмические 75  
 Принципы палеогидрогеологических реконструкций 155  
 Прогноз нефтегазоносности 183  
 Прогнозирование сильных землетрясений 74  
 Производительность потока седиментогенных вод 192  
 Процессы биогеохимические 101  
 — гидротермальные 124  
 — гипергенные 78  
 — магматические 22  
 — метаморфические 44  
 — сейсмические 57  
 — суффозионно-карстовые 33  
  
 Радиоуглерод 229  
 Разрушение залежей нефти и газа 150  
 Расплав силикатный 17  
 Раствор газово-жидкий 16  
 — рудообразующий 122  
 Растворимость воды в расплавах 21  
 Реконструкции палеогидрогеологические 153, 160, 164  
 — — при поисках месторождений 179  
 — — при определении генезиса подземных вод 190  
 Режим флюидный 11  
 Роль воды в биогеохимических процессах 102  
 — — — вулканических процессах 16, 24  
 — — — гипергенных процессах 78  
 — — — осадочном породообразовании 30  
  
 Сидиментогенез 35  
 Сейсмогидрогеология 76  
 Сель 31  
 Система гидротермальная 25  
 Скорость химических реакций 10  
 Содержание воды в магме 16  
 Стадии литогенеза — см. литогенез  
 Сток твердый 28  
 Суффозия 28, 32  
 — подземная 32  
  
 Температура гомогенизации 20  
 — плавления 22  
 Термокарст 106  
 Трансвапоризация 23, 172  
  
 Участие воды в биохимических процессах 11  
 — — — магматических процессах 15  
 — — — сейсмических процессах 57  
  
 Флюид 11—13  
 Флюидогеодинамика 142  
 Формирование нефтегазовых месторождений 145  
 Фотосинтез 102  
  
 Цикл водообмена 190  
 — геохимический воды 51  
 — гидрогеологический 156  
 — осадочный 34  
  
 Эвапориты 140  
 Эволюция геологических процессов 156  
 — подземной химической денудации 90  
 Энтальпия 10  
 Энергия активации 10  
 — поверхностная 106  
 — свободная (гиббсова) 9  
 — системы химическая 39  
 Энтропия 8  
 Эпигенез 38  
 — регрессивный — см. литогенез обратный  
 Эрозия механическая 28, 62  
 Эффект адсорбционный 59  
 — изотопный 197

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Е. В. Пиннекер) . . . . .	5
<b>1. Термодинамика и флюидный режим земных недр . . . . .</b>	<b>8</b>
1.1. Некоторые термодинамические параметры, характеризующие среду на больших глубинах (Е. В. Пиннекер) . . . . .	—
1.2. Флюидный режим земной коры и верхней мантии (Б. И. Писарский)	11
Литература . . . . .	14
<b>2. Вода как участник магматических процессов (Б. И. Писарский) . . . . .</b>	<b>15</b>
Литература . . . . .	26
<b>3. Роль воды в осадочном породообразовании и метаморфизме . . . . .</b>	<b>28</b>
3.1. Механическая деятельность воды (Б. И. Писарский) . . . . .	—
3.2. Вода на различных стадиях осадочного цикла (В. П. Зверев, Е. В. Пин- некер) . . . . .	34
3.3. Энергетические основы взаимодействия воды с породой при литогенезе (В. П. Зверев) . . . . .	39
3.4. Поведение воды при метаморфизме (Е. В. Пиннекер) . . . . .	44
3.5. Масштабы разложения и синтеза воды при литогенезе и метаморфизме (С. Л. Шварцев) . . . . .	50
Литература . . . . .	55
<b>4. Подземная гидросфера и сейсмические процессы . . . . .</b>	<b>57</b>
4.1. Участие воды в сейсмических процессах (И. Г. Киссин, В. Г. Ясько)	—
4.2. Гидрогеологические предвестники землетрясений (И. Г. Киссин, В. Г. Ясько) . . . . .	65
4.3. Изменения в подземной гидросфере после землетрясений (В. Г. Ясько)	71
4.4. Особенности прогнозирования сильных землетрясений по гидрогеоло- гическим предвестникам (Е. В. Пиннекер) . . . . .	74
Литература . . . . .	76
<b>5. Вода в гипергенных процессах . . . . .</b>	<b>78</b>
5.1. Подземная химическая денудация (В. П. Зверев, А. А. Дзюба) . . . . .	—
5.2. Вода и биогеохимические процессы (С. Л. Шварцев, Е. В. Пиннекер) . . . . .	101
5.3. Вода и криогенез (А. А. Дзюба) . . . . .	105
5.4. Геологические последствия воздействия человека на подземную гидро- сферу (О. Н. Толстихин, Е. В. Пиннекер) . . . . .	111
Литература . . . . .	119
<b>6. Деятельность воды при формировании и разрушении месторождений полез- ных ископаемых . . . . .</b>	<b>120</b>
6.1. Месторождения, сформированные гидротермальными растворами (И. С. Ломоносов, Е. В. Пиннекер) . . . . .	122
6.2. Месторождения, связанные с гипергенным минералообразованием (И. С. Ломоносов, Н. А. Журавель) . . . . .	134
6.3. Соляные месторождения (Н. А. Журавель, Е. В. Пиннекер) . . . . .	140
6.4. Месторождения нефти и газа (Е. В. Пиннекер, Ж. А. Герасимова) . . . . .	145
Литература . . . . .	153

<b>7. Палеогидрогеологические реконструкции (Е. В. Пиннекер)</b> . . . . .	153
7.1. Сущность палеогидрогеологического метода. . . . .	—
7.2. Принципы и исходный материал палеогидрогеологических реконструкций. . . . .	155
7.3. Методика палеогидрогеологических исследований . . . . .	163
7.4. Палеогидрогеологические реконструкции при поисках месторождений полезных ископаемых. . . . .	179
Литература. . . . .	187
<b>8. Генезис подземных вод</b> . . . . .	189
8.1. Данные палеогидрогеологических реконструкций, используемые при определении генезиса подземных вод (Е. В. Пиннекер). . . . .	190
8.2. Изотопный состав воды и растворенных веществ как генетический индикатор (Е. В. Пиннекер, А. Д. Назаров). . . . .	196
8.3. Возраст подземных вод (Е. В. Пиннекер). . . . .	219
Литература. . . . .	233
Предметный указатель. . . . .	236

## **ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ**

**Геологическая деятельность  
и история воды в земных недрах**

Ответственный редактор  
*Евгений Викторович Пиннекер*

Утверждено к печати  
Институтом земной коры  
СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректоры *В. А. Бирюкова, Е. Н. Зимина*

---

ИБ № 23014

Сдано в набор 22.03.82. Подписано к печати 29.07.82.  
МН-05230. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная. Обыкновенная  
гарнитура. Высокая печать. Усл.печ. л. 21. Усл.кр.-отт.  
21. Уч.-изд. л. 24. Тираж 4250 экз. Заказ № 111. Цена 3 р.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077,  
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

3798