

В. А. Всеволожский

ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Допущено Государственным комитетом
СССР по народному образованию в каче-
стве учебника для студентов геологических
специальностей университетов

Издательство Московского университета
1991

ББК 26.326
В 84
УДК 556.3

Рецензенты:

кафедра гидрогеологии МГРИ,
доктор геолого-минералогических наук **И. С. Зекцер**

Всеволожский В. А.

В 84 Основы гидрогеологии: Учебник. — М.: Изд-во МГУ,
1991. — 351 с.: ил.
ISBN 5—211—01062—0.

В учебнике в соответствии с программой одноименного курса рассматриваются состав и строение подземной гидросферы планеты, виды воды в горных породах, водно-физические свойства горных пород, условия формирования подземных вод. Охарактеризованы основные виды и методика гидрогеологических исследований различного назначения, современное состояние использования и охраны подземных вод.

Для студентов геологических специальностей.

В 1804080000(4309000000)—012 126—90
077(02)—91

ББК 26.326

ISBN 5—211—01062—0

© Всеволожский В. А., 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник составлен по материалам лекционного курса «Гидрогеология» («Общая гидрогеология»), который читается автором в течение более чем 25 лет для студентов III-го курса специальности «гидрогеология, инженерная геология и геокриология» (0804) геологического факультета Московского университета.

Содержание учебника максимально ориентировано на рассмотрение общих гидрогеологических понятий, определений, наиболее общих схем и закономерностей формирования подземных вод, знание которых необходимо для освоения последующих курсов учебного плана: «Методика гидрогеологических исследований», «Гидрогеодинамика», «Поиски и разведка подземных вод» и др.

Содержание учебника (размеры глав, изложение материала и т. д.) учитывает также тот факт, что студенты кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды и кафедры геокриологии геологического факультета МГУ в соответствии с учебным планом в последующем не слушают курсы «Гидрогеохимия» и «Региональная гидрогеология».

При написании учебника использованы имеющиеся учебники и учебные пособия по курсу «Общая гидрогеология» и ряду других дисциплин (А. М. Овчинников, О. К. Ланге, Е. М. Сергеев, П. П. Климентов, Г. Я. Богданов, И. К. Гавич, В. М. Шестаков, Д. М. Кац, Н. Н. Романовский, В. А. Кирюхин и др.), справочники и справочные руководства, научные монографии («Гидрогеология СССР», «Основы гидрогеологии», «Гидрогеохимия СССР» и др.) и другие материалы.

Главы IV и XV учебника написаны кандидатом геол.-минерал. наук М. А. Всеволожской.

При подготовке учебника к изданию использован ряд ценных замечаний и советов, полученных от рецензентов: проф. И. К. Гавич, проф. И. С. Зекцера, проф. В. М. Кононова, которым автор приносит свою искреннюю благодарность.

При подготовке рукописи учебника к изданию значительная работа была выполнена сотрудниками кафедры гидрогеологии геологического факультета МГУ А. С. Ботинным, Е. В. Гусевой, Р. П. Кочетковой, О. И. Масленниковой, Т. Г. Ивановой. Автор глубоко благодарен названным товарищам и всем сотрудникам кафедры за помощь и поддержку в работе.

Учебник «Основы гидрогеологии» выходит первым изданием. Автор будет признателен за любые замечания и отзывы, направленные на улучшение содержания учебника. Отзывы и замечания следует направлять по адресу: 119899, Москва, ГСП-3, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра гидрогеологии.

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеология согласно большинству существующих определений является наукой, которая изучает подземные воды планеты: закономерности их распространения в земной коре, условия залегания и движения, свойства и состав, взаимодействие с горными породами, а также условия и возможности их хозяйственного использования. Более правильно считать, что гидрогеология как подразделение наук естественного цикла изучает подземную часть гидросферы планеты (подземную гидросферу — Ф. П. Саваренский, М. А. Овчинников, Е. В. Пиннекер и др., гидрогеосферу — Н. И. Плотников), законы (закономерности) ее строения и развития, процессы, происходящие в ней в естественных условиях и в условиях интенсивного антропогенного воздействия.

В том и другом случае *основным объектом* исследования гидрогеологии являются подземные воды (основной элемент гидросферы), особенности которого определяют содержание и методологию науки.

1. Подземные воды являются геологическим объектом, изучение которого методологически неправильно, а в ряде случаев и невозможно проводить в отрыве от исследования горных пород, геологических структур земной коры, их строения и истории развития, в отрыве от геологических процессов, происходящих в земной коре и мантии. Академик В. И. Вернадский, оценивая роль воды (в том числе и подземной) в истории развития планеты (возможно, сейчас нужно говорить о всех планетах Солнечной системы), считал, что «...нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней (водой) по влиянию на ход основных самых грандиозных геологических процессов» (1931). Отсюда становится совершенно очевидной тесная (взаимная) связь гидрогеологии с геологией, геохимией, минералогией и другими науками геологического цикла.

2. Подземные воды также представляют собой водный объект, являясь частью единой гидросферы Земли. Можно считать, что все внутриземные молекулы H_2O , находящиеся в атмосфере, горных породах, живом веществе, или являлись в определенный период своей истории частью единой гидросферы Земли, или могут при определенных условиях быть включены в состав водной оболочки планеты. Необходимость изучения и использования процессов водообмена между подземной частью гидросферы и ее поверхностной частью, а также атмосферой планеты определяет тесную связь гидрогеологии с метеорологией, гидрологией суши, океанологией и другими науками этого цикла.

3. Как часть водной оболочки планеты подземные воды характеризуются важнейшим свойством воды — подвижностью, которая сохраняется (в жидком и газообразном состоянии) при определенных условиях до значительных глубин геологического разреза. В связи с этим нельзя изучать подземные воды, *не изучая количества и формы их движения*. В то же время в отличие, например, от поверхностных водных объектов в гидрогеологии практически отсутствуют непосредственные инструментальные методы оценки движения подземных вод в условиях их естественного залегания в земной коре. Ограниченно могут использоваться геофизические методы оценки и индикаторные опыты, условия применения которых и точность получаемых результатов не могут удовлетворить потребности науки. Лабораторные эксперименты, связанные с изучением движения воды в горных породах, практически всегда несоизмеримы с реальными условиями по масштабу и времени протекания процессов. В связи с этим количественные оценки движения подземных вод (скорости движения, расходы подземных потоков, объемы воды, содержащейся в литосфере) выполняются преимущественно расчетными методами или путем специального моделирования процессов движения подземных вод. Широкое использование расчетных методов и моделирования определяет тесную связь гидрогеологии с науками математического цикла, в том числе с вычислительной математикой (ЭВМ) и некоторыми разделами (механика сплошных сред, гидравлика, термодинамика и др.) физики.

4. Подземные воды во всех случаях без исключения представляют собой не просто совокупность молекул H_2O , а сложные природные системы, содержащие в растворенном, коллоидном, свободном состоянии различные минеральные вещества, органические соединения и газы. При этом содержание химических элементов в подземных водах включает практически всю периодическую систему Менделеева плюс сложно построенные комплексы минеральных, органических и органо-минеральных соединений, а количественное содержание тех или иных химических элементов в зависимости от их распространения в литосфере, типа подземных вод и других факторов может меняться от ничтожно малых значений (следы присутствия элемента в подземном растворе) до сотен граммов в литре раствора. Необходимость исследования химической природы объекта, условий и закономерностей формирования определяет тесную связь гидрогеологии с химией, физической и коллоидной химией, химией органических соединений, а также с микробиологией и биохимией при необходимости исследования и оценки роли «живого вещества» в процессах формирования химического состава подземных вод.

5. Важнейшей особенностью объекта исследования гидрогеологии является чрезвычайное «разнообразие» видов использования подземных вод. Во-первых, по выражению академика А. П. Карпинского (1931), «подземные воды — это самое драгоценное полезное ископаемое», причем возможности использова-

ния этого ископаемого также чрезвычайно широки: использование пресных подземных вод для питьевого, хозяйственного и другого водоснабжения, минеральных (лечебных) вод, промышленных — для получения ряда химических веществ, термальных — для получения электроэнергии и теплофикации. Во-вторых, изучение подземных вод представляет одну из важнейших задач при мелиоративных работах, целью которых является создание оптимального водного режима на сельскохозяйственных землях. В-третьих, изучение подземных вод является составной частью геологических исследований при поисках, разведке и эксплуатации определенных типов месторождений полезных ископаемых, в том числе нефтяных и газовых. В-четвертых, изучение подземных вод необходимо для гидрогеологического обоснования различных видов строительства, прежде всего гидротехнического, промышленного, городского и др. В-пятых (в настоящее время это направление становится одним из важнейших, а в дальнейшем его значение будет возрастать еще больше), гидрогеологические исследования являются важнейшей задачей при решении вопросов охраны природы, собственно подземных вод как природного объекта, охраны ландшафтов, поверхностных вод и др.

Разнообразие видов практического использования подземных вод определило тот факт, что в течение достаточно длительного времени, особенно в течение XIX и первой половины XX в., гидрогеология развивалась главным образом как прикладная наука, тесно связанная с решением конкретных вопросов хозяйственной деятельности человека. Во второй половине XX в. в связи с возрастающими масштабами и интенсивностью хозяйственной деятельности, в том числе деятельности, связанной с использованием геологической среды и подземных вод как ее важнейшего элемента, резко усилилась необходимость разработки фундаментальных теоретических положений гидрогеологии, важность которых, с одной стороны, связана с задачами рационального комплексного использования подземной гидросферы, разработки долгосрочных прогнозов влияния человека на подземную часть гидросферы и в недалеком будущем решением задач управления подземной гидросферой планеты (прежде всего верхней ее частью, в которой протекает хозяйственная деятельность человека).

С другой стороны, необходимость разработки теоретических вопросов науки определяется задачами *познания основных законов* развития подземной гидросферы планеты, количественной оценки природных процессов, протекающих в ней, и роли этих процессов в геологической истории Земли, геохимии горных пород земной коры, формировании (и разрушении), а следовательно, размещении определенных видов месторождений полезных ископаемых и др.

В соответствии с этим, используя представления Н. И. Плотникова (1976), Е. В. Пиннекера (1983), В. М. Шестакова (1983) и других авторов, могут быть выделены теоретические разделы гидрогеологии: 1) гидрогеодинамика — исследование за-

конов движения подземных вод, закономерностей формирования их гидродинамического режима и ресурсов; 2) гидрогеохимия — исследование законов миграции химических элементов в подземной гидросфере и процессов формирования химического состава подземных вод; 3) гидрогеотермия — исследование термических свойств и процессов теплоперекоса с подземными водами; 4) палеогидрогеология — происхождение и история развития подземной гидросферы, исследование роли подземных вод в геологических процессах; 5) региональная гидрогеология — закономерности распространения подземных вод в земной коре, типы гидрогеологических структур, формирование различных типов подземных вод.

В прикладные разделы включены: 1) оценка ресурсов подземных вод — типы месторождений подземных вод, условия формирования и методы оценки ресурсов подземных вод разного типа; 2) гидрогеология месторождений полезных ископаемых — гидрогеологические методы поисков месторождений полезных ископаемых, гидрогеологическое обоснование шахтного строительства и условий эксплуатации месторождений разного типа; 3) мелиоративная гидрогеология — гидрогеологические исследования при проектировании мелиоративных систем, оптимизация водно-солевого режима мелиорируемых земель; 4) инженерная гидрогеология — гидрогеологические изыскания при проектировании и строительстве инженерных сооружений различного типа; 5) экологическая гидрогеология — охрана подземных вод, гидрологические аспекты охраны природной (геологической) среды.

Задачи гидрогеологических исследований по каждому из названных направлений являются достаточно широкими и в принципе понятны из самого названия раздела.

Краткий очерк истории развития гидрогеологии. Имеющиеся неполные данные свидетельствуют о том, что уже в 2000—3000 гг. до н. э. на Ближнем Востоке, в Средней Азии, Китае и других странах, прежде всего в засушливых районах, подземные воды интенсивно использовались для питьевого и хозяйственного водоснабжения, в частности, путем сооружения достаточно глубоких и сложных водосборных галерей, эксплуатировавших подземные воды конусов выноса и аллювиальных отложений. Р. Де Уист приводит сведения о том, что уже в Древнем Китае существовала техника бурения и горных работ, которая позволяла сооружать водозаборные колодцы глубиной до 1200—1500 м, использовавшиеся, в частности, для получения подземных рассолов.

Первая работа известная нам, в которой с общеполитических позиций рассматривается роль воды на планете, в том числе и проблема происхождения подземных вод, принадлежит философу Фалесу Милетскому (ок. VI в. до н. э.). По его мнению, «вода является началом всего.., все происходит из воды и все... превращается в воду». Подземная вода образуется за счет морской воды, которая под действием ветра нагнетается в земные недра

и в результате давления горных пород выходит на поверхность земли, образуя родники. Древнегреческий философ Платон (427—347 гг. до н. э.) также считал, что происхождение подземных вод связано с фильтрацией морской воды в берега. Однако Р. Де Уист со ссылкой на работу П. Д. Крайнана приводит сведения о том, что в философском труде «Critias» Платон достаточно точно описывает круговорот воды в природе. Аристотель (384—322 гг. до н. э.) считал, что подземная вода формируется главным образом за счет сгущения воздуха (водяного пара), поступающего из недр земли (и вероятно, с поверхности). В то же время, по его мнению, какая-то часть подземной воды может формироваться также за счет просачивания дождевой воды через поверхность земли.

Философы Древнего Рима (Т. Лукреций Кар, А. Сенека, Г. Плиний Старший и др.) в той или иной мере использовали и развивали представления Платона и Аристотеля о происхождении подземных вод. Наиболее обоснованная точка зрения была высказана Марком Витрувием Поллио (I в. до н. э.) в сочинении «Об архитектуре». Он дал наиболее правильное (с современной точки зрения) объяснение процесса формирования подземных вод за счет просачивания (инфильтрация — инфильтрационная теория происхождения подземных вод) атмосферных осадков, выпадающих на поверхность земли. В то же время им не отвергалась возможность происхождения подземных вод за счет процессов конденсации водяного пара. Другим представителем римской философской школы, Луцием Аннеем Сенекой (начало I в. н. э.), на основании идей Аристотеля было сформулировано положение о невозможности происхождения подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков (источником подземной воды считались только процессы конденсации водяного пара), которое принималось европейскими философами в качестве основного положения на протяжении более 1500 лет. Наряду с этим философы Ближнего Востока и Средней Азии (районов традиционного интенсивного использования подземных вод в хозяйственных целях) в средние века в сравнении с европейскими учеными, по-видимому, значительно более правильно и подробно рассматривали вопросы формирования и использования подземных вод. Здесь следует отметить работу хорезмского мыслителя А. аль-Бируни (973—1048), в которой рассматривались вопросы движения подземных вод и формирования фонтанирующих источников (колодцев), и работу персидского ученого М. Каради (X в.) «Поиски скрытых под землей вод», посвященную основным вопросам формирования, поисков и использования подземных вод.

В XVI—XVII вв. ряд европейских ученых-естествоиспытателей в развитие идей древних философов и на основе систематизации накапливающихся фактических данных в различной постановке рассматривают вопросы происхождения подземных вод и их движения в земной коре. Здесь следует отметить работы Г. Агриколы (Бауэра) (1494—1555), Б. Палисси (1510—1590),

Р. Декарта (1596—1650), И. Кеплера (1571—1630), А. Кирхера (1601—1680).

Первые количественные представления о возможности формирования подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков были получены французскими учеными П. Перро (1608—1680) и Э. Мариоттом (1620—1684) на основе исследования водного баланса бассейна р. Сены. В работах П. Перро «Происхождение источников» (1674) и Э. Мариотта «Трактат о движении вод» (1717) на основании измерения количества атмосферных осадков и расхода р. Сены в створе Королевского моста в Париже сделан вывод о том, что речной сток р. Сены составляет менее 20% ($1/6$) от суммарного количества атмосферных осадков. На основании этого был сделан вывод о том, что за вычетом испарения значительная часть выпадающих осадков (около 30%) расходуется на инфильтрационное питание подземных вод. В работе Э. Мариотта рассматриваются также механизм просачивания атмосферных осадков, представление о существовании водоносных и водоупорных пород, зависимость дебитов источников от количества выпадающих атмосферных осадков и др.

Значительный вклад в разработку важнейших направлений гидрогеологической науки внес великий русский ученый М. В. Ломоносов: в работах «О слоях земных», «О рождении металлов от трясения земли» и др., он связывает вопрос происхождения подземных вод с количеством и просачиванием атмосферных осадков: «...в сухие годы водопритоки в рудниках не так одолевают, как в дождливые...», говорит о различной проницаемости горных пород по отношению к воде, что подземная вода может передвигаться «выжиманием или капаньем...», о процессах взаимодействия подземных вод с горными породами «...распущенные минералы несет с собой», «в оные расселены вступает, каменную материю в них оставляет таким количеством, что в несколько времени заполняет все оные полости...». Даже эти ограниченные примеры свидетельствуют о том, что великий русский ученый-энциклопедист достаточно полно представлял условия формирования подземных вод, их взаимодействие с поверхностными и атмосферными водами, роль процессов взаимодействия подземных вод с минеральным веществом горной породы как с точки зрения формирования состава воды, так и с точки зрения переноса минеральных веществ подземными водами и др.

В XIX в., несмотря на работы Б. Палисси, Э. Мариотта, М. В. Ломоносова и других, продолжают научные споры о происхождении подземных вод, главным образом о роли процессов инфильтрационного питания и конденсации водяного пара (Л. Эли де Бомон, О. Фольгер, Е. Вольни и др.). В конце XIX в. выходят работы А. Добре (1887) и И. Гааза (1885), которые могут рассматриваться в качестве первых учебников гидрогеологии, хотя сам термин «гидрогеология» в них не употребляется.

В 1902 г. австрийским геологом Э. Зюссом была предложена гипотеза ювенильного происхождения подземных вод (юве-

нильные воды) за счет процессов синтеза водорода и кислорода в магматических расплавах (мантийное происхождение подземных вод). В 1902—1908 гг. Г. Гефером, Н. И. Андрусовым и А. Ч. Лейном независимо друг от друга предложена гипотеза седиментогенного происхождения подземных вод за счет «захоронения» морских вод при процессах образования донных осадков и их последующего «отжатия» при уплотнении и литификации.

Первое математическое описание движения подземных вод (закон фильтрации) было предложено французским инженером-гидравликом А. Дарси в 1856 г. на основании результатов экспериментального изучения фильтрации воды в лабораторных условиях. Можно считать, что обоснование этого закона положило начало исследований в области *теории движения подземных вод* и фильтрационных расчетов, дальнейшая разработка которых осуществлялась Ж. Дюпюи (1857), А. Тимом (1887), Ч. Сlichtером (1899) и уже в нашем столетии Ч. Тейсом, М. Маскетом и в работах русских и советских ученых Н. Е. Жуковского, А. А. Краснопольского, Н. Н. Павловского и др.

В России первые систематические исследования подземных вод связаны с созданием Российской Академии наук (1724) и Геологического комитета (1882). Экспедициями Академии наук и Геологического комитета, а также в результате практической деятельности, связанной с организацией водоснабжения за счет использования подземных вод, были получены первые сведения о распространении подземных вод в различных районах страны (С. П. Крашенинников, И. В. Мушкетов, Г. Е. Щуровский, С. Н. Никитин и др.), природной зональности и связи химического состава грунтовых вод с физико-географическими условиями (В. Ф. Зуев, В. В. Докучаев, Е. В. Оппоков, П. В. Отоцкий), распространении глубоких артезианских вод (Г. П. Гельмер, Г. Е. Щуровский, С. Н. Никитин и др.).

Большой вклад в развитие гидрогеологии внес русский ученый С. Н. Никитин (1851—1909), которого с полным основанием можно считать основоположником направления «региональная гидрогеология». В его работе «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» рассматривается методика региональных исследований и гидрогеологического районирования, обобщены обширные сведения по грунтовым и артезианским водам европейской части России, выделен ряд артезианских бассейнов этой территории.

Исключительно важное значение для развития общих представлений о взаимодействии подземных вод с минеральным скелетом горных пород имели работы русского ученого-почвовед А. Ф. Лебедева (1882—1936), который впервые установил закономерности перемещения влаги в ненасыщенной зоне, охарактеризовал роль процессов инфильтрации и конденсации в формировании подземных вод, а также разработал первую классификацию видов воды в горных породах.

Значительный интерес представляли результаты исследований кавказских минеральных вод, выполненных А. Н. Огильви, А. П. Герасимовым, Н. Н. Славяновым, первые сведения о подземных водах районов распространения вечной мерзлоты, изложенные в работе А. В. Львова (1916) и др.

После Великой Октябрьской социалистической революции уже в первые годы Советской власти начинают бурно развиваться практически все основные направления гидрогеологической науки. В 1920 г. в Московской горной академии была начата подготовка инженеров-гидрогеологов. В 1922 г. вышел первый учебник гидрогеологии П. Н. Чирвинского. В 1931 г. состоялся первый Всесоюзный гидрогеологический съезд, на котором были представлены интересные работы по общим вопросам гидрогеологии (А. Ф. Лебедев, Ф. П. Саваренский, О. К. Ланге и др.), зональности грунтовых вод и принципам гидрогеологического районирования (В. С. Ильин, А. Н. Семихатов, П. И. Васильевский, Р. Н. Каменский, Н. И. Толстухин и др.), региональной гидрогеологии (Н. Ф. Погребов, Н. С. Токарев, Н. А. Плотников, К. И. Маков и др.).

Исключительно важное значение для развития ряда гидрогеологических идей имели работы академика В. И. Вернадского. В работе «История природных вод» (1935) обоснован важный тезис *о единстве природных вод Земли* (единстве гидросферы планеты), рассмотрен ряд важных вопросов происхождения подземных вод и геологического круговорота воды, охарактеризованы роль воды в геологических и геохимических процессах, в том числе в процессах, происходящих в мантии, и процессах взаимодействия мантийных расплавов с породами земной коры, вопросы взаимодействия подземных вод с горными породами, газами, живым веществом и др.

После Великой Отечественной войны в период восстановления и развития народного хозяйства страны советские гидрогеологи, используя выполненные ранее теоретические разработки и значительный фактический материал, накопленный в результате предыдущих исследований, приступили к разработке сложных проблем, которые поставило перед гидрогеологией народное хозяйство страны.

В послевоенный период и до настоящего времени одной из важнейших проблем гидрогеологии является проблема исследования *закономерностей формирования, оценки, рационального использования и охраны ресурсов пресных подземных вод*, используемых для различных видов водоснабжения. Эта проблема как важнейшая теоретическая и прикладная задача науки была сформулирована академиком Ф. П. Саваренским в начале 40-х гг. Дальнейшая разработка этой проблемы успешно решалась в работах советских гидрогеологов М. Е. Альтовского, Ф. А. Макаренко, Н. А. Плотникова, Б. И. Куделина, Н. И. Плотникова, Ф. М. Бочевера и других ученых, что обеспечило выполнение региональной оценки ресурсов подземных вод территории страны

в целом, ее важнейших административно-экономических районов (в различных масштабах), разработку учения о месторождениях пресных подземных вод, создание методики их разведки и подсчета запасов пресных подземных вод, использование подземных вод для организации питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Необходимость обоснования гидрогеологических прогнозов в связи с созданием крупных гидротехнических сооружений (подпоры уровня грунтовых вод, фильтрация в обход плотин и др.), разработкой интенсивно обводненных месторождений полезных ископаемых определила быстрое развитие теории гидрогеологических расчетов (динамики подземных вод), а также методов аналогового, а начиная с 70-х гг. численного моделирования с использованием ЭВМ. В развитие этого направления значительный вклад внесли труды советских ученых Л. С. Лейбензона, Г. Н. Каменского, А. А. Краснопольского, Н. К. Гиринского, А. И. Силина-Бекчурина, П. Я. Полубариновой-Кочиной, Ф. М. Бочвеера, Н. Н. Веригина, В. Н. Щелкачева, И. Е. Жернова, И. Х. Гавич, В. М. Шестакова и др.

Широкое осуществление глубокого поискового и разведочного бурения на нефть и газ определило возможность (и необходимость) резкого развития гидрогеологических (гидродинамика, гидрогеохимия и др.) исследований, связанных с изучением *глубоких водоносных горизонтов* прежде всего платформенных структур. Крупный вклад в развитие этого направления внесли советские ученые Н. К. Игнатович, М. А. Гатальский, А. И. Силин-Бекчурин, С. А. Шагаянц, А. А. Карцев, В. А. Сулин, В. А. Кротова, Г. В. Богомолов, С. Н. Смирнов, Б. Ф. Маврицкий, А. Е. Ходьков, Е. В. Пиннекер и др.

Интенсивное хозяйственное освоение территории страны, в том числе севера европейской части СССР, Сибири и Дальнего Востока в послевоенный период определило быстрое развитие *региональной* гидрогеологии. Здесь необходимо отметить в первую очередь работы Ф. П. Саворенского, А. Н. Семихатова, О. К. Ланге, Г. Н. Каменского, А. М. Овчинникова, Н. М. Толстихина, И. К. Зайцева, Б. И. Куделина, Н. А. Маринова, Н. В. Роговской и др. Освоение северных районов страны определило быстрое развитие в послевоенный период нового направления науки — *криогидрогеологии* (гидрогеологии криолитозоны), становление которого связано с именами М. И. Сумгина, Н. И. Толстихина, П. Ф. Швецова, В. А. Кудрявцева, А. И. Ефимова, Н. Н. Романовского, О. Н. Толстихина, С. И. Фотиева и др.

Естественно, что при рассмотрении материала в соответствующих главах учебника не могут быть даже кратко охарактеризованы все разработки перечисленных здесь авторов. Многие из этих работ, изданные относительно небольшими тиражами, являются практически библиографической редкостью. В связи с этим в тексте и в списке рекомендованной литературы проводятся ссылки, главным образом на более поздние публикации, кото-

рые могут быть использованы в качестве дополнительных пособий при освоении курса.

Разработка теоретических разделов гидрогеологии и решение конкретных (прикладных) задач осуществляется с использованием различных методов исследований, в том числе и собственно *гидрогеологических*, включающих: полевые методы (маршрутные исследования, гидрогеологическое бурение, опытно-фильтрационные работы, наблюдения за режимом подземных вод и др.), методы камеральной обработки полевых материалов, лабораторные методы исследования (гидрогеохимические, фильтрационные и др.) и методы гидрогеологического моделирования. Содержание этих методов и принципы их использования рассматриваются в последующих учебных курсах («Методы гидрогеологических исследований», «Поиски и разведка подземных вод» и др.), а также в ряде учебников, справочников и монографий (см., например, Климентов П. П., Кононов В. М. «Методика гидрогеологических исследований» 1978, «Основы гидрогеологии» 1983 и др.).

В 1988 г. состоялся Первый Всесоюзный съезд инженеров — геологов, гидрогеологов и геокриологов, который подвел итоги развития этих родственных наук за 70 лет Советской власти и определил основные задачи фундаментальных и прикладных исследований. В области гидрогеологических исследований наряду с существующими задачами съезд наметил два основных направления исследований: 1) исследование закономерностей формирования подземных вод (гидродинамика, гидрогеохимия, гидрогеотермия) *в условиях интенсивного антропогенного воздействия*, связанные с этим вопросы охраны собственно подземных вод и комплекс экологических задач, включающих изучение роли подземных вод в формировании техногенных ландшафтов разного типа, борьбу с загрязнением природной среды, контроль и управление процессами, протекающими в верхней части подземной гидросферы в связи с различными видами хозяйственной деятельности человека; 2) исследование *глубоких горизонтов* подземной гидросферы с целью познания и количественной характеристики *законов ее развития*, изучения роли подземных вод в геологических процессах, протекающих в литосфере, в том числе в процессах формирования и разрушения месторождений полезных ископаемых, геохимии горных пород, разработки сейсмогидрогеологических прогнозов и др.

Часть I

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ЭЛЕМЕНТ ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОСФЕРЕ ПЛАНЕТЫ

Согласно существующим представлениям о сферическом строении планеты Земля, обоснованным в трудах Э. Зюсса, Д. Меррея, В. И. Вернадского и других, в качестве основных геосфер (оболочек), окружающих ядро Земли, на современном уровне развития наук о Земле рассматриваются *внутренние* оболочки: мантия и земная кора и *внешние*: гидросфера и атмосфера. В качестве дополнительных сложно построенных наружных оболочек Земли, связанных с различными геосферами планеты, рассматриваются биосфера как совокупное определение живого вещества планеты и ноосфера (В. И. Вернадский) как область жизни и деятельности разумных существ (человека).

1.1. ЕДИНСТВО ПРИРОДНЫХ ВОД ЗЕМЛИ

Под гидросферой понимают *водную оболочку Земли, объединяющую воды Мирового океана, подземные воды* (содержащиеся в земной коре), *а также поверхностные воды суши* (реки, озера, болота, включая снежный покров и ледники). При этом верхняя граница гидросферы является одновременно и нижней границей атмосферы, а нижняя граница гидросферы совпадает с границей земной коры и мантии. Включение, таким образом, в гидросферу планеты в целом земной коры, являющейся самостоятельной геосферой Земли, а также наличие воды в виде молекул H_2O в составе атмосферы планеты, живом веществе и, вероятно, в мантии делают существующие представления об объеме и границах гидросферы в значительной степени неопределенными. Существуют точки зрения о необходимости выделения в состав гидросферы планеты только собственно поверхностных вод (Мировой океан и воды суши: реки, озера, болота); распространения верхней границы гидросферы в атмосферу планеты до высот, на которых по современным представлениям еще содержится вода в виде молекул H_2O (до 16—18 км выше поверхности земли); выделения самостоятельно наземной и подземной гидросфер Земли.

Существование таких различных точек зрения в какой-то мере оправдано, поскольку неопределенность представлений о границах гидросферы планеты объективно определяется двумя основными фактами: наличием воды (в различных видах) практически во всех оболочках Земли (мантия, земная кора, атмосфера, биосфера) и принципиальной возможностью постоянного обмена водой (водообмен) между смежными оболочками Земли. На этих фактах основано принципиальное научное положение о единстве природных вод Земли, сформулированное еще В. И. Вернадским. В соответствии с этим положением гидросфера планеты должна рассматриваться как единая динамическая система, открытая в сторону Космоса и внутренних областей Земли (мантия, ядро).

Основными внутренними процессами гидросферы являются круговороты воды и водообмен, происходящие на различных ее уровнях и в различных масштабах.

Таким образом, гидросфера Земли по аналогии с понятием биосфера должна рассматриваться как *сложная наружная оболочка планеты, представленная совокупностью природных вод, связанных с различными геосферами планеты*. В этом случае только поверхностная часть гидросферы (Мировой океан и воды суши), не представляющая собой сплошной геосферы, может рассматриваться как прерывистая (фрагментарная) водная оболочка Земли, расположенная между земной корой и атмосферой. В связи с этим, вероятно, нельзя согласиться с предложениями рассматривать гидросферу как сплошную водную оболочку земного шара, простирающуюся от верхней границы тропосферы (тропопаузы) вниз до верхней мантии (Федосеев, 1974; Основы гидрогеологии, 1980).

Общий объем воды, содержащийся в гидросфере Земли, по существующим оценкам (Мировой водный баланс..., 1974; Гавриленко, Дерпгольц, 1971) составляет около 2500 млн км³ (табл. 1.1).

Таблица 1.1
Объем гидросферы Земли (Климентов, 1977)

Элементы гидросферы	Объем	
	тыс. км ³	%
Мировой океан	1 338 000	55,5
Подземные воды	1 050 000*	43,5
Ледники	24 012	1,0
Озера	176,4	0,007
Болота	10,3	0,0004
Речные воды	2,1	0,0001
Вода в атмосфере	12,9	0,0005
Вода в живых организмах	1,1	0,00005

* По Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дерпгольцу (1971).

В соответствии с гипотезой о происхождении Земли путем аккумуляции первично-холодной космической материи с последующим уплотнением, разогревом в результате распада радиоактивных элементов и гравитационной дифференциацией вещества (О. Ю. Шмидт, В. Г. Фесенков и др.) формирование гидросферы в настоящее время связывают главным образом с процессами направленного выплавления и необратимой дегазации вещества мантии (механизм «зонного плавления», по А. П. Виноградову).

Вода, образующаяся непосредственно из летучих компонентов магмы путем формирования молекул H_2O при взаимодействии водорода и кислорода, получила название первичной, или ювенильной, воды (*juvenilis* — лат. юный, первичный). По мнению большинства исследователей (А. П. Виноградов, Н. М. Страхов, А. В. Сидоренко и др.), формирование основной массы ювенильной воды (до 90% по расчетам П. Н. Крапоткина) и образования гидросферы Земли практически в ее современном объеме произошли в течение архейской эры, т. е. на самой ранней стадии геологической истории Земли. По мнению других (Руби, 1951; Мияки, 1969), процессы дегазации мантии и, следовательно, формирования гидросферы планеты в течение геологической истории Земли происходят примерно с одинаковой скоростью. Тогда процесс формирования ювенильных вод характеризуется средними величинами порядка $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$ ($16 \text{ м}^3/\text{с}$)¹.

Наряду с основным процессом формирования гидросферы за счет дегазации мантии в настоящее время рассматриваются и принципиально другие возможные пути поступления воды в гидросферу планеты. Так, по мнению В. Ф. Дерпгольца (1962), в гидросфере планеты может содержаться порядка 100 тыс. км^3 воды, поступившей на Землю с астероидными телами (метеориты) Солнечной системы (менее 0,005% от современного объема гидросферы). Еще одним потенциально возможным источником воды является образование молекул H_2O путем синтеза атомов кислорода и водорода в верхних слоях атмосферы (на высоте 230—250 км). Однако по современным представлениям образование воды идет здесь одновременно с процессами диссоциации молекул H_2O и диссипации атомов водорода в космическое пространство, так что роль этого источника на современном уровне знаний представляется весьма проблематичной (Пиннекер, 1980).

Современные представления о строении гидросферы планеты и единстве природных вод Земли определяют необходимость совместного рассмотрения законов формирования природных вод, связанных с различными геосферами планеты. Как было указано во введении, воды Земли изучаются комплексом наук, среди которых основными (по изучению гидросферы планеты) являются: *океанология, гидрология суши, гидрогеология и метеорология.*

¹ Эти цифры будут несколько выше (до $0,7 \text{ км}^3/\text{год}$), если учитывать процессы диссоциации молекул воды в верхних слоях атмосферы и последующую диссипацию водорода в космическое пространство.

Каждая из них наряду с изучением форм существования, состава и законов движения воды в пределах конкретных частей и элементов гидросферы планеты (в широком смысле — различных геосфер планеты) неизбежно занимается изучением процессов водообмена между геосферами Земли, отдельными частями и элементами гидросферы, т. е. процессов взаимодействия природных вод. В связи с этим даже на уровне основ гидрогеологической науки принципиально невозможно рассматривать закономерности формирования подземной части гидросферы (подземных вод), не представляя себе, хотя бы в общих чертах, процессы ее взаимодействия с водными массами атмосферы и поверхностными водами.

1.2. ПОВЕРХНОСТНАЯ ЧАСТЬ ГИДРОСФЕРЫ. ВОДНЫЙ БАЛАНС СУШИ

Собственно поверхностная часть гидросферы планеты, как видно из табл. 1.1, представлена водными массами Мирового океана и поверхностными водами суши (реки, озера, болота, ледники и снежники). Основные процессы движения водных масс поверхностной части гидросферы и ее взаимодействие с водами атмосферы, так называемые малые и большой *круговороты воды в природе*, знакомы нам уже из курса средней школы. Составными частями таких круговоротов являются: *выпадение атмосферных осадков, конденсация, испарение воды и поверхностный сток*.

Соотношение этих составляющих в наиболее наглядной форме может быть представлено так называемым уравнением водного баланса (1.1), являющимся математическим выражением, описывающим соотношение прихода и расхода воды с учетом изменения ее запасов за определенный интервал времени для участка территории, водного объекта, элемента подземной части гидросферы и т. д. (Горшков, 1979).

Для участка поверхности земли (суша), ограниченного произвольным контуром, уравнение водного баланса может быть представлено в следующем виде (все составляющие водного баланса выражены в слое воды в мм, или в объемах м³ и т. д. за определенный период времени):

$$X + K \pm \Delta Y - Z_1 - Z_2 \pm \Delta W = \pm \Delta U, \quad (1.1)$$

где X — атмосферные осадки; K — конденсация; ΔY — разность притока и оттока поверхностных вод (поверхностный приток и отток); Z_1 — испарение с водной поверхности (поверхность речных вод, озер и т. д.); Z_2 — суммарное испарение с поверхности суши; ΔW — разность между просачиванием поверхностных вод через поверхность земли и притоком подземных вод на поверхность (подземный приток и отток); ΔU — изменение запасов воды на площади балансового участка (в руслах рек и ручьев, озерах, болотах и т. д., в почвенном слое).

Атмосферные осадки (X). Атмосферными осадками называются жидкие или твердые продукты конденсации водных паров в атмосфере, выпадающие на поверхность земли (воды) в виде дождя, снега, града, а также осаждающиеся непосредственно из воздуха на поверхность земли в виде росы, инея и измороси.

Количество осадков, поступившее на поверхность земли (или любую другую поверхность) за определенный период времени, может быть выражено объемом воды (см³, л, м³ и др.) или слоем (мм, см, м). Наиболее удобной и применительной формой является оценка количества атмосферных осадков в виде *слоя воды* (мм), поступившего на рассматриваемую поверхность за единицу времени (мм/ч, мм/сут, мм/год). Количество атмосферных осадков, выпавших в течение года, называется годовой суммой осадков (мм/год) и является важнейшей характеристикой при проведении водно-балансовых расчетов.

Непосредственные измерения количества атмосферных осадков (испарения, температуры воздуха и др.) выполняются на специальных постах и станциях Государственного комитета СССР по гидрологии, метеорологии и контролю окружающей среды (Госкомгидромет СССР) и других ведомств¹. Данные измерений и результаты их обработки (характерные значения атмосферных осадков) публикуются в «Метеорологических ежегодниках». Публикуемые в них материалы позволяют количественно охарактеризовать (для данного пункта наблюдений) распределение атмосферных осадков в течение года и от года к году (табл. 1.2, 1.3).

Наличие в конкретном пункте материалов длительных наблюдений (см. табл. 1.3) позволяет охарактеризовать распределение атмосферных осадков в течение *многолетнего периода* (так называемый многолетний ряд, в котором каждая конкретная годовая сумма атмосферных осадков рассматривается в качестве случайной величины).

Одной из важнейших характеристик ряда случайных величин (метеорологические, гидрологические, гидрогеологические) является его среднее значение — норма, в качестве которой рассматривается среднее значение данной величины за многолетний период наблюдений такой продолжительности, когда при дальнейшем увеличении периода наблюдений полученное среднее значение существенно не меняется.

Исходя из этого норма годовых осадков определяется выражением

$$X_0 = \frac{\sum_{j=1}^N x_j}{N}, \quad (1.2)$$

где X_0 — норма годовой суммы осадков, мм/год; x_j — годовые суммы осадков конкретных лет, мм/год; N — число лет наблюдений.

¹ Методика количественного определения осадков, устройство приборов, а также методы обработки регистрируемых данных и т. д. подробно рассмотрены в учебниках по метеорологии и специальных справочниках.

Поскольку практически во всех случаях годовая сумма атмосферных осадков (в конкретном пункте наблюдений) существенно меняется год от года (см. табл. 1.3), наличие многолетнего ряда наблюдений и оценка нормы атмосферных осадков позволяют объективно оценивать так называемые маловодные (ниже нормы) и многоводные годы (периоды), годы с максимальной и минимальной водностью, конкретно оценивать различие сумм атмосферных осадков в годы с различной водностью и т. д.

Изменение годовых сумм атмосферных осадков (и других характерных значений) осуществляется не только во времени, но и по площади (от пункта к пункту). Распределение атмосферных осадков на площади изучаемого района отражается (в зависимости от размера района и характера распределения) или в виде карты изогий¹, или путем выделения районов (площадей), характеризующихся едиными величинами атмосферных осадков.

Оценка *среднего значения слоя атмосферных осадков* для любого по площади участка выполняется с помощью графоаналитических приемов, простейшими из которых являются расчет среднего арифметического (расчет среднего арифметического из показаний всех метеорологических постов и станций, расположенных на рассматриваемой территории), метод квадратов и способ изогий (Горшков, 1979).

Общей закономерностью являются изменение годовых сумм атмосферных осадков (их распределение внутри года, интенсивность и др.) с изменением широты местности (климатические зоны Земли), их уменьшение в направлении от океанических побережий к центральным районам континентов и относительное увеличение с возрастанием абсолютных отметок поверхности земли (так называемое «орографическое» увеличение атмосферных осадков) (рис. 1.1).

Испарение. Под испарением воды понимают процесс перехода молекул H_2O при достижении скорости, достаточной для преодоления сил молекулярного притяжения с поверхности жидкости или твердого тела в атмосферу (в окружающее пространство).

Собственно величиной испарения является разность между числом молекул H_2O , перешедших с поверхности воды или твердого тела в окружающее пространство, и числом молекул, снова поглощенных этой поверхностью.

В том случае, если число молекул, поглощенных поверхностью, превышает число молекул, оторвавшихся от нее, этот процесс называется конденсацией (Чеботарев, 1975).

Наряду с этим существует так называемое понятие *испаряемость*, под которой понимается *максимально возможное испарение* при данных метеорологических условиях с достаточно

¹ Изогеты — линии, соединяющие пункты (точки) с одинаковым количеством атмосферных осадков (среднемноголетние, сезонные, среднемесячные и любые другие значения за определенный период времени).

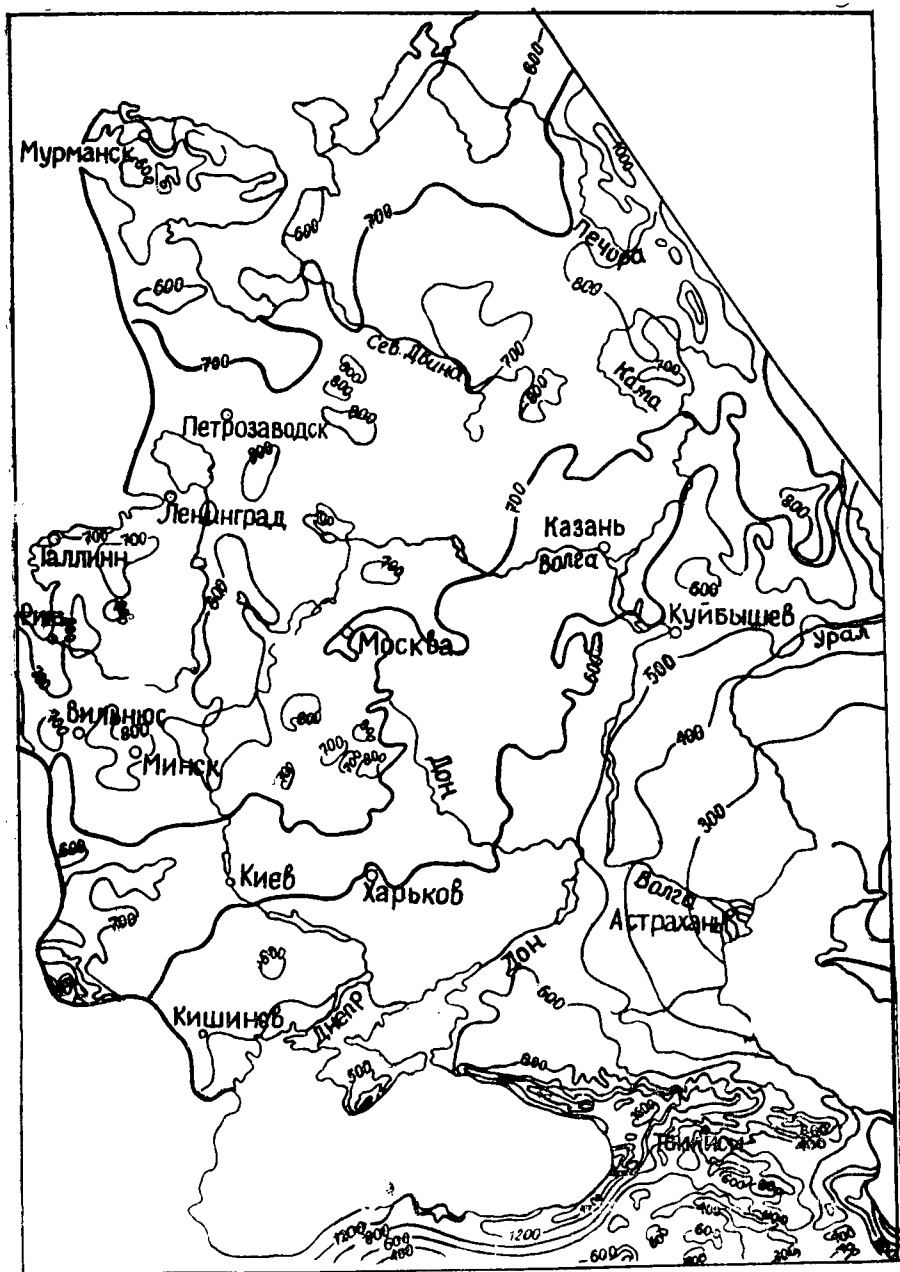


Рис. 1.1. Распределение годовых сумм атмосферных осадков (мм/год) на территории европейской части СССР (Мировой водный баланс, 1974)

увлажненной испаряющей поверхности (водная поверхность или постоянно увлажняемая поверхность грунта).

При расчетах водного баланса поверхности суши по формуле (1.1) обычно рассматриваются два основных вида испарения: испарение с поверхности водных объектов, имеющих на площади балансового участка, — *испарение с водной поверхности* и так называемое *суммарное испарение с поверхности суши*, включающее испарение с почвы, транспирацию растительности и испарение воды, попавшей на листья и стебли растений при выпадении атмосферных осадков¹.

Количество воды, испарившееся с поверхности воды или суши (испарение), аналогично атмосферным осадкам может быть выражено объемом (л, м³) или слоем воды (мм, см, м). Так же как атмосферные осадки, величина испарения обычно выражается слоем воды (мм), испарившимся с рассматриваемой поверхности за единицу времени (мм/сут, мм/мес, мм/год). Годовая и средняя многолетняя (норма) величины испарения рассчитываются так же, как характеристики атмосферных осадков (см. формулу 1.2).

При наличии данных метеорологических наблюдений величина испарения может быть определена аналитическими или графоаналитическими методами (рис. 1.2):

$$E = \sqrt{\frac{R_0 X}{L} \left(1 - e^{-\frac{R_0}{XL}} \operatorname{th} \frac{XL}{R_0} \right)}, \quad (1.3)$$

где E — испарение, см/год; X — среднее годовое количество осадков, см/год; R_0 — значение радиационного баланса поверхности, ккал/см²·год; L — удельная теплота испарения, 0,6 ккал/г².

Распределение величины испарения с поверхности земли (воды) в пределах изучаемой территории (участок, район, континент и др.) изображается обычно с помощью изолиний, соединяющих пункты (точки) с одинаковыми величинами испарения с однотипной испаряющей поверхности за единый период времени (мм/сут, мм/мес, мм/год и т. д.) (рис. 1.3). Расчеты среднемноголетних величин, а также средних величин испарения для данного района (изменения по площади) выполняются аналогично расчетам средних сумм атмосферных осадков.

Распределение величин испарения по поверхности земного шара тесно связано с климатическими зонами Земли. Испарение с водной поверхности (испаряемость) определяется главным образом радиационным балансом местности (ккал/см²·год) и в общем случае увеличивается от арктических областей к эква-

¹ Величина суммарного испарения с поверхности суши в решающей степени зависит также от характера распространения растительности и ее вида (трава, лес, различные виды сельскохозяйственных культур и т. д.) и должна рассчитываться с учетом этих показателей.

² Конструкции испарителей, расчеты различных элементов испарения подробно рассматриваются в учебных пособиях к курсам «Гидрология», «Метеорология» и специальных руководствах.

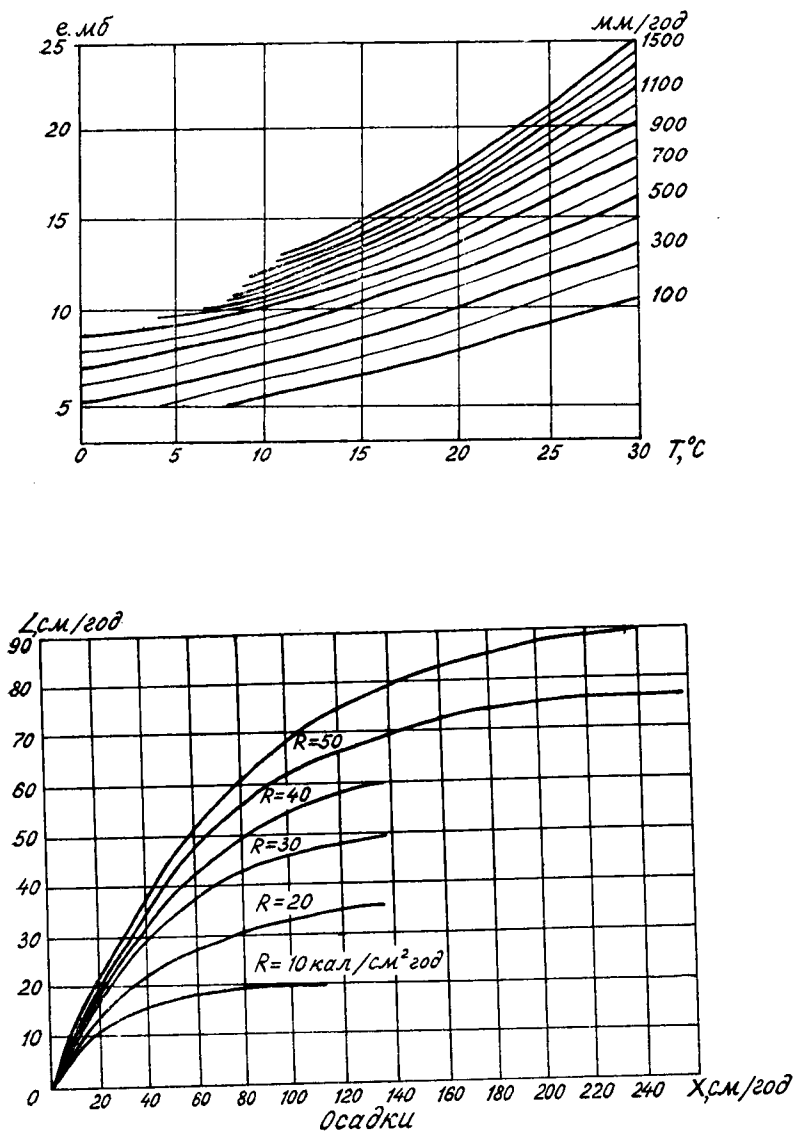


Рис. 1.2. Графики для расчета величины испарения с поверхности суши: вверх — по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха (по А. Р. Константинову); вниз — по норме осадков и величине радиационного прихода тепла (по М. И. Будыко)

ториальной зоне Земли от 100 до 2000 мм/год (см. рис. 1.3).

Суммарное испарение с поверхности суши помимо величины радиационного баланса тепла тесно связано также со степенью увлажнения поверхности земли (количество атмосферных осадков) и изменяется от 100—150 мм/год в арктических и засушливых внутриконтинентальных областях до 1200 мм/год в подзоне влажных тропиков.

Степень увлажнения поверхности характеризуется *показателями увлажнения*, определяемыми из соотношения атмосферных осадков и величины максимально возможного испарения (за тот же период):

$$K_y = \frac{X_0}{Z_0}, \quad (1.4)$$

где K_y — среднее значение коэффициента увлажнения; X_0 — среднее многолетнее значение (норма) суммы осадков (мм/год); Z_0 — максимально возможное испарение (испаряемость, мм/год).

Поверхностный сток. Под поверхностным стоком понимают *процесс движения воды, происходящий в форме ее стекания по земной поверхности*. Основными видами поверхностного стока являются: склоновый, формирующийся в виде широких, но мелких потоков на поверхности склонов; так называемый тальвеговый сток — в виде сосредоточенных потоков в более или менее разработанном русле (балки, лога и т. д.) главным образом в короткие периоды интенсивного увлажнения поверхности земли (период снеготаяния, ливневые осадки и т. д.) и речной сток, формирующийся в виде сосредоточенного потока поверхностных вод в хорошо разработанном речном русле (А. И. Чеботарев).

При водно-балансовых исследованиях суши в качестве обобщающей характеристики поверхностного стока обычно рассматривается сток, суммарно учитывающий склоновый, тальвеговый и приток подземных вод в русло реки (подземный приток в реки) (рис. 1.4).

Речной сток формируется на площади так называемого *водосборного бассейна* (речной бассейн, водосбор), представляющего собой участок земной поверхности, с которого поступают воды в данную речную систему, реку, озеро и т. д. Аналогично этому элемент подземной части гидросферы, из которого происходит оступление подземных вод в данную речную систему (реку), называется ее *подземным водосбором*. Граница (в плане) между двумя смежными водосборными бассейнами называется *водоразделом*, причем в зависимости от строения гидрогеологического разреза, размеров бассейна и других факторов поверхностный и подземный водоразделы (водосборы) данной речной системы могут как совпадать, так и не совпадать друг с другом (см. гл. 3).

Количественно речной сток может быть охарактеризован в любом створе (поперечнике) русла реки объемом воды, прошедшим через створ за определенный период времени (м^3 , км^3 и

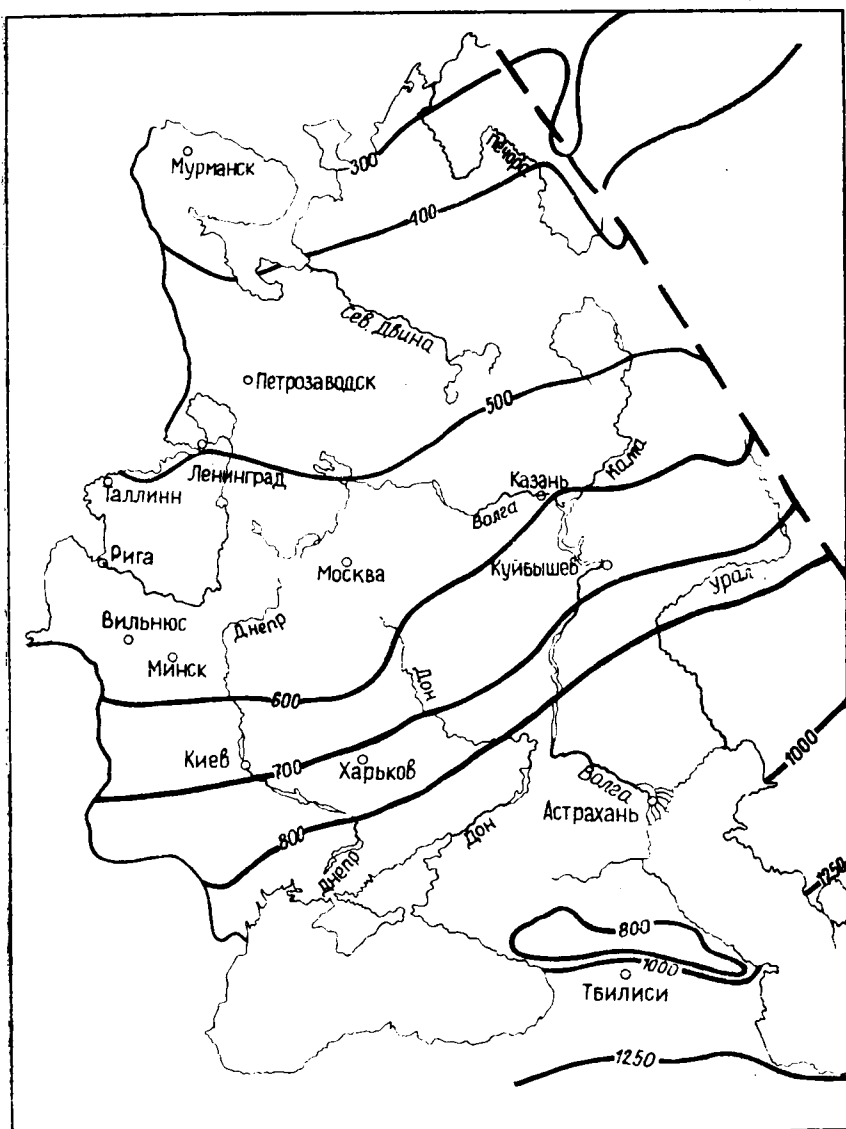


Рис. 1.3. Распределение годовых величин испаряемости (мм/год) на территории европейской части СССР (Мировой водный баланс, 1974)

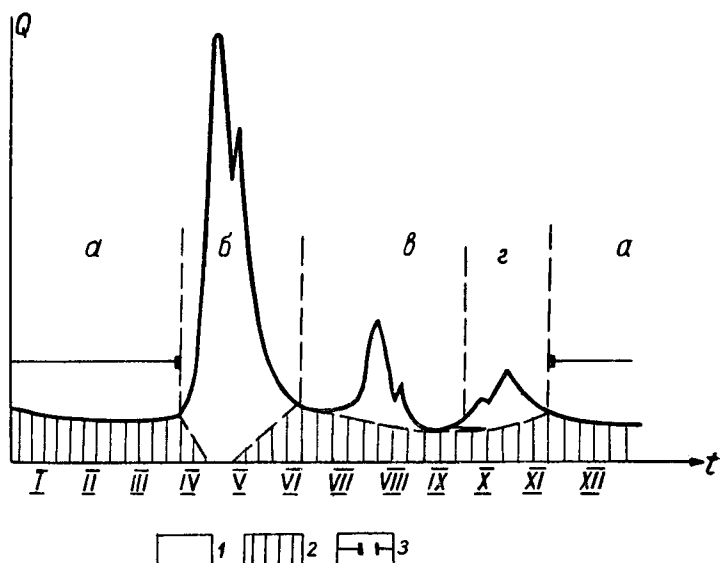


Рис. 1.4. Расчленение гидрографа реки по видам ее питания: 1 — поверхностный сток, 2 — подземный сток, 3 — периоды с наличием ледяного покрова; а — зимняя межень; б — весеннее половодье; в — летняя межень с периодами дождевых паводков; г — период летне-осенних паводков

т. д.), или расходом воды, под которым понимается количество воды, протекающее через поперечное сечение потока (русла) в единицу времени (л/с, м³/с).

В расчете на всю площадь бассейна, расположенного выше расчетного (замыкающего) створа, величина речного стока может быть охарактеризована также модулем стока, представляющим собой расход стока (л/с) с 1 км² площади водосбора

$$M = 1000 \frac{Q}{F}, \text{ л/с} \cdot \text{км}^2, \quad (1.5)$$

где Q — расход воды в замыкающем створе, м³/с; F — площадь водосбора выше замыкающего створа, км²; и так называемый слой стока, определяемым обычно в расчете на годовой период (декаду, месяц, сезон года)

$$Y = 1000 \frac{Q}{F}, \quad (1.6)$$

где Y — слой стока, мм/год; Q — объем стока, м³/год; F — площадь водосбора, м².

Модуль стока (л/с·км²) и годовой слой стока (мм/год) связаны между собой простым соотношением

$$Y = 31,5 M,$$

где 31,5 — числовой коэффициент, учитывающий число секунд в году и размерность величин.

Величина речного стока может быть выражена также коэффициентом стока, характеризующим отношение слоя стока к сумме атмосферных осадков за тот же период, в долях единицы или процентах:

$$K = \frac{Y}{x} 100\%, \quad (1.7)$$

где K — коэффициент речного стока; Y — слой стока, мм/год; x — сумма атмосферных осадков, мм/год.

График изменения расхода речного стока в конкретном сечении русла (створе) в течение годового периода (месяца, сезона и др.) называется гидрографом, или гидрограммой стока (см. рис. 1.4). Форма гидрографа в общем случае определяется соотношением составляющих речного стока (дождевое питание, снеговое, ледниковое, подземный приток в реку и др.), их величиной и распределением во времени.

При наличии данных наблюдений или гидрографа стока величина речного стока (в данном створе) может быть охарактеризована средним расходом ($\text{м}^3/\text{с}$) за любой период времени (среднемесячный расход, средний расход зимней межени и т. д.) или среднегодовым расходом, определяемым из соотношения

$$\bar{Q} = \frac{V}{N}, \quad (1.8)$$

где $\bar{Q}$ — значение среднегодового расхода, $\text{м}^3/\text{с}$; V — годовой объем речного стока, м^3 ; N — число, с/год.

В соответствии с формулой (1.8) для каждого значения расхода могут быть рассчитаны также величины модуля, слоя и коэффициента речного стока для любого характерного периода.

При наличии данных многолетнего ряда наблюдений могут быть рассчитаны средние многолетние значения среднегодового расхода (среднего расхода за любой характерный период) и соответственно модуля, слоя и коэффициента речного стока.

Систематические наблюдения за расходами речного стока (уровнями, температурой, минерализацией воды и др.) выполняются на гидрометрических станциях и постах Госкомгидромета СССР и ряда других ведомств и публикуются в «Гидрологических ежегодниках».

В настоящее время опорная гидрометрическая сеть СССР включает около 5000 пунктов с систематическими измерениями расходов воды и оценкой ежедневного речного стока (И. Ф. Горшков).

Уравнение водного баланса для площади речного бассейна, ограниченного водоразделом (граница водосбора) и замыкающим створом, в котором измеряется речной сток за любой расчетный период, может быть представлено в виде

$$Y = X - Z \pm \Delta W \pm \Delta U, \quad (1.9)$$

где Y — речной сток в замыкающем створе; X — атмосферные осадки; Z — суммарное испарение с площади речного бассейна

за вычетом конденсации; $\pm \Delta W$ — разность между просачиванием воды через поверхность земли (инфильтрация атмосферных осадков, поглощение части склонового стока и др.) и поступлением подземных вод в речную сеть бассейна; $\pm \Delta U$ — изменение запасов поверхностных вод на площади бассейна (все элементы уравнения выражены в одних единицах измерения: м^3 , мм слоя и т. д.).

Для многолетнего периода (в расчете на годовой цикл) при характеристике балансовых величин их средними многолетними годовыми значениями или нормой (мм/год и т. д.) уравнение принимает вид:

$$X_0 - Y_0 - Z_0 \pm \Delta W = 0, \quad (1.10)$$

поскольку для многолетнего периода с многократным чередованием маловодных и многоводных лет $\pm \Delta U = 0$.

Приведенные выше балансовые уравнения для произвольно ограниченного участка суши (1.1) и площади речного бассейна (1.9), (1.10) показывают, что в общем случае во всех балансовых уравнениях поверхности суши фигурирует элемент уравнения, учитывающий процессы взаимодействия поверхностной (суша) и подземной частей гидросферы ($\pm \Delta W$). Значение (и величина) этого элемента баланса для каждого конкретного района определяется, с одной стороны, всеми элементами уравнения, с другой — собственно строением подземной части гидросферы: строением разреза земной коры (особенно верхней части), свойствами горных пород, видами подземных вод и условиями их залегания.

Глава 2

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Выделение подземной части гидросферы в *границах земной коры* обуславливает тесную связь подземных вод с ее строением и историей развития. Строение геологического разреза земной коры, физические свойства и минералого-геохимический комплекс горных пород, геотемпературный режим, распределение давлений в земной коре определяют основные особенности состава и строения подземной части гидросферы, к которым относятся: фазово-агрегатное состояние подземных вод (виды воды); условия их залегания (гидрогеологический разрез земной коры); интенсивность движения подземных вод; физические свойства и химический состав подземных вод (температура, концентрация растворенных веществ, их состав, газонасыщенность и др.).

2.1. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Первые классификационные построения с выделением различных видов воды в горных породах были разработаны О. Мейнцером (1935) и в наиболее полном виде А. Ф. Лебедевым (1922, 1936). Дальнейшее развитие и уточнение этой классификации выполнено в работах А. А. Роде, Б. В. Дерягина, А. И. Силина-Бекчурина, Е. М. Сергеева, Н. И. Толстихина, Е. В. Пиннекера и др. С учетом разработок и построений этих авторов в подземной части гидросферы планеты могут быть выделены две принципиально различные группы подземных вод: 1) *воды в свободном состоянии*, способные к самостоятельным формам движения, различным, в зависимости от конкретного вида воды; 2) *воды в связанном состоянии*, не способные к самостоятельным формам движения, без перехода в свободное состояние (в другие виды воды).

Воды в свободном состоянии существуют в виде: 1) пара (парообразная); 2) гравитационной воды (просачивающейся, капельно-жидкой, подземных потоков); 3) воды в надкритическом состоянии.

Воды в связанном состоянии включают четыре вида: 1) вода, физически связанная с поверхностью минеральных частиц (скелета) горных пород: прочносвязанная, рыхлосвязанная, осмотическая, капиллярно-связанная (стыковая, подвешенная, или разобшенная, капиллярной каймы); 2) химически связанная с горными породами (кристаллизационная, цеолитная, конституционная); 3) иммобилизованная (вакуольная); 4) в твердом состоянии.

Вода в парообразном состоянии (водяной пар) существует в виде молекул H_2O (комплексов типа H_2O) в воздухе, заполняющем пустоты в горных породах при их неполном насыщении жидкостью, или в виде пароводяной смеси (парогидротермы), образующейся из перегретых ($t > 100^\circ\text{C}$) подземных растворов при резких уменьшениях давления («вскипание») (рис. 2.1).

В зону неполного насыщения (верхняя часть разреза земной коры) водяной пар попадает в пустоты горной породы с атмосферным воздухом или формируется в результате испарения самих подземных вод (внутригрунтовое испарение). Движение молекул водяного пара в зоне полного насыщения

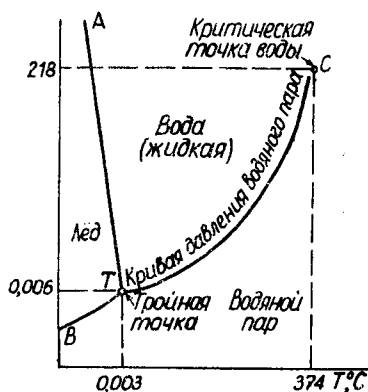


Рис. 2.1. Диаграммы фазового состояния воды в зависимости от температуры и давления (по К. Краускопфу)

осуществляется в соответствии с изменением упругости водяного пара: от участков с большей к участкам с меньшей упругостью водяного пара, которая зависит от влажности и температуры воздуха. При 100%-й относительной влажности воздуха, характерной для зоны неполного насыщения, движение водяного пара осуществляется в соответствии с изменением температуры (в направлении понижения температуры горных пород).

Свободной *гравитационной* водой называются подземные воды, движение которых происходит под действием силы тяжести или градиента гидростатического давления. *Просачивающейся* называется подземная вода, формирующаяся в ненасыщенной зоне и передвигающаяся преимущественно в капельно-жидкой форме под действием силы тяжести. В ряде случаев для характеристики подобного движения гравитационной воды используется также термин «подземное дождевание».

Водой *подземного потока* называется свободная гравитационная вода, передвигающаяся в условиях полного насыщения свободного пространства горных пород под действием силы тяжести и градиента гидростатического давления.

Водой в *надкритическом состоянии* называются подземные воды с температурой и давлением выше критических. Для чистой H_2O критическая температура равна 374°C , давление — $2,2 \cdot 10^4$ кПа (см. рис. 2.1). При высоких концентрациях растворенных веществ (подземные растворы) критическая температура возрастает до 450°C , давление — до $3,5 \cdot 10^4$ кПа. При температурах и давлениях выше критических значений плотность воды остается близкой к 1, а скорость движения молекул H_2O приближается к скорости движения молекул газа (тем самым можно

считать, что здесь отсутствуют различия между жидкостью и газом). При снижении давления надкритическая вода переходит в жидкость или пар (пароводяную смесь), что по существующим представлениям сопровождается увеличением ее объема в 1,5—2,0 раза (Основы гидрогеологии. Т. I).

Связанной называется вода, различным образом связанная с поверхностью минерального скелета (частиц) горной породы или входящая в состав породообразующих минералов и минеральных соединений.

Связанная вода, образующаяся на поверхности минеральных частиц под действием электростатических и молекулярных сил или удерживаемая в порах и трещинах горных пород силами поверхностного натяжения, называется *физически связанной водой*, которая в свою очередь подразделяется (Е. М. Сергеев и др.) на прочносвязанную, осмотическую и капиллярную воду.

Прочносвязанной называется вода, образующаяся непосредственно на поверхности минеральных частиц горных пород в результате процессов адсорбции молекул воды (адсорбированная вода). В общем случае прочносвязанная вода образует полислойную (n слоев молекул воды) пленку воды на поверхности минеральных частиц горных пород, причем степень связи молекул воды с поверхностью и свойства связанной воды существенно меняются с удалением от поверхности минеральной частицы к внешней границе пленки.

По существующим представлениям прочносвязанная вода имеет так называемую «квазитвердую» (упорядоченную) структуру, в связи с чем ряд ее свойств значительно отличается от свойств свободной воды. Плотность прочносвязанной воды теоретически может достигать 1,84 г/см³. Прочносвязанная вода резко отличается от свободной воды по диэлектрическим свойствам и теплопроводности. Она не передвигается под действием силы тяжести, не передает гидростатического давления, не замерзает при температурах значительно ниже 0° С.

По данным Е. М. Сергеева и других, в глинистых горных породах даже при температурах $-30 \div -50^\circ\text{C}$ сохраняется часть незамерзшей прочносвязанной воды.

Осмотическая вода формируется на внешней границе пленки прочносвязанной воды в связи с относительно более высокой концентрацией катионов (положительно заряженных ионов) вблизи поверхности минеральных частиц. Компенсация избыточных положительных зарядов осуществляется путем образования слоя слабосвязанной воды (энергия связи менее 0,4 кДж/моль), которая называется осмотической.

Капиллярной (капиллярно-связанной) водой называется вода, которая удерживается в порах и трещинах минерального скелета горной породы силами поверхностного натяжения (менисковые силы). Капиллярная вода подразделяется на капиллярно-разоб-

щенную, подвешенную и воду капиллярной каймы (собственно капиллярную).

Капиллярно-разобшенная (стыковая) вода образуется в узких участках пустот в горных породах (чаще на стыках частиц минерального скелета). Она удерживается силами поверхностного натяжения (вогнутый мениск) и может рассматриваться как вода капиллярно-неподвижная.

Капиллярно-подвешенная вода формируется при просачивании воды через поверхность земли в капиллярные пустоты почвенного слоя и тонкодисперсных горных пород и удерживается силами поверхностного натяжения в «подвешенном» состоянии, не достигая верхней границы зоны полного насыщения.

Воды капиллярной каймы (капиллярно-поднятая или собственно капиллярная вода) образуются в результате подъема воды под действием сил поверхностного натяжения по капиллярным пустотам горной породы над свободным уровнем подземных вод. Высота капиллярного поднятия (мощность капиллярной каймы) определяется главным образом размерами пустот и структурой порового пространства и в зависимости от дисперсности горных пород изменяется в пределах от нескольких сантиметров до 10 м и более (табл. 2.1).

Таблица 2.1
Предельная высота капиллярного поднятия
(Грунтоведение, 1983)

Горные породы	Высота h , см
Песок	
крупнозернистый	2—3,5
среднезернистый	12—35
мелкозернистый	35—120
Супесь	120—350
Суглинок	350—650
Глина	650—1200

Капиллярная вода (собственно капиллярная) передает гидростатическое давление, однако она в общем случае не передвигается под действием силы тяжести и по ряду своих свойств существенно отличается от свободной гравитационной воды. В частности, она не замерзает при температуре ниже 0°C , а в наиболее мелких порах тонкодисперсных пород (глины, суглинки) капиллярная вода замерзает при температуре ниже -12°C .

Химически связанной водой называется вода, которая принимает участие в строении кристаллической решетки минералов в виде молекул H_2O или в строении молекул сложных минеральных соединений в виде OH^- , H^+ и H_3O^+ .

Вода, входящая в кристаллическую решетку минералов в виде молекул H_2O , называется *кристаллизационной*. Содержание

такой воды в некоторых минералах (гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит $\text{Na}_2\text{O}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) достигает 50% и более (Пиннекер, 1980). Удаление кристаллизационной воды в большинстве случаев происходит при нагревании до 300—400°С и приводит к разрушению кристаллической решетки минералов и формированию безводных модификаций этих соединений. У ряда минералов (анальцит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$, нонтролит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др.) удаление молекул воды происходит без разрушения кристаллической решетки, в ряде случаев даже без нагревания до высоких температур, и ее содержание может восстанавливаться при изменении термодинамических условий. Подобная вода в отличие от кристаллизационной называется *цеолитной*.

Вода, содержащаяся в минералах и минеральных соединениях в виде гидроксила, ионов водорода и оксания, называется *конституционной*. Удаление OH^- , H^+ и H_3O^+ и образование из них собственно воды (молекул H_2O) происходят при температурах от 400 до 1300°С при полном разрушении молекул минерального соединения.

Специфическими видами связанной (несвободной) воды являются иммобилизованная (вакуольная) вода и вода в твердом состоянии (лед).

Иммобилизованной (вакуольной) называется вода, которая содержится в изолированных пустотах минерального скелета горных пород (вакуолях). По условиям формирования подобные изолированные пустоты могут быть существенно различными: отдельные поры осадочных дисперсных горных пород, обособленные в результате частичной цементации порового пространства (см. гл. 3), отдельные микропустоты в кристаллах и минералах, закрытые (изолированные) непосредственно в процессе минералообразования, изолированные микропустоты, формирующиеся при остывании и уменьшении объема магматических горных пород. Состав иммобилизованной воды в той или иной мере всегда отражает термодинамическую и минералого-геохимическую обстановку на момент образования и «запечатывания» вакуолей и может быть существенно различным (газоводяные смеси, различных комплексов и концентрация растворенных веществ и т. д.). Иммобилизованная вода может переходить в свободную (другие виды воды) главным образом в результате механического разрушения горных пород и минералов («раскрытие» изолированных пустот).

Вода в твердом состоянии (лед) широко распространена в подземной гидросфере в области распространения многолетнемерзлых пород и вне этой области в приповерхностном слое сезонного промерзания. Подземный лед образует мелкие кристаллы в поровом пространстве дисперсных осадочных пород (промерзших в водонасыщенном состоянии) или залегает в виде жил и прослоев, имеющих в отдельных случаях мощность до нескольких десятков метров.

2.2. СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ (ГЕОГИДРОСФЕРЫ)

Строение подземной части гидросферы, количество воды, содержащееся в горных породах, и ее фазовое состояние в более широком смысле — распределение и движение различной воды определяются термодинамическими условиями разреза земной коры, строением и историей геологического развития ее основных структурных элементов, составом и свойствами (типом) горных пород и в верхней части разреза в значительной мере рельефом и гидрографией современной поверхности, а также климатическими условиями конкретных территорий.

Обобщенный гидрогеологический разрез земной коры, характеризующий условия залегания подземных вод и принципиальную схему их движения, приведен на рис. 2.2.

В соответствии с существующими представлениями (О. Мейнцер, Ф. П. Саваренский, А. М. Свешников, Е. В. Пиннекер и др.) в гидрогеологическом разрезе земной коры сверху вниз от

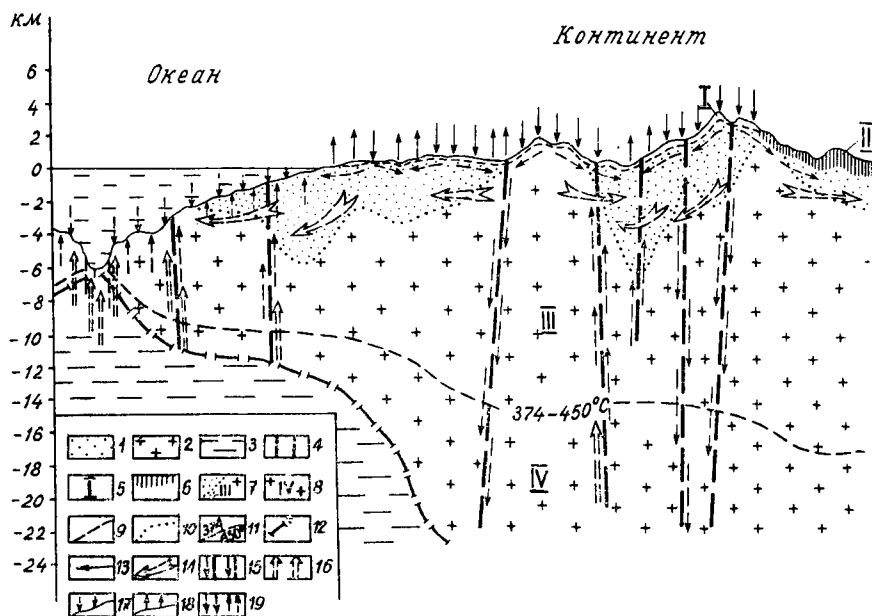


Рис. 2.2. Принципиальный гидрогеологический разрез земной коры: 1 — осадочные породы земной коры; 2 — гранитный и базальтовый слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — зоны глубоких тектонических разломов; 5 — зона аэрации (вне масштаба); 6 — криолитозона (геокриолитозона); 7 — зона полного насыщения; 8 — зона подземных вод в надкритическом состоянии; 9 — нижняя граница зоны аэрации; 10 — подошва осадочных пород; 11 — нижняя граница зоны полного насыщения; 12 — граница Мохоровичича; 13 — направления движения «местных» потоков; 14 — региональных потоков; 15 — глубинных субвертикальных потоков; 16 — возможное поступление ювенильных растворов; 17 — инфильтрационное питание; 18 — испарение грунтовых вод; 19 — захоронение морской воды с осадками и отжатие поровых вод

поверхности земли могут быть выделены: *зона аэрации, криолитозона, зона насыщения (полного насыщения) и зона подземных вод в надкритическом состоянии (см. рис. 2.2).*

Зона аэрации — понятие введено американским гидрогеологом О. Мейнцером (1933) представляет собой верхнюю не полностью насыщенную (ненасыщенную) водой часть разреза горных пород, мощность которой изменяется от первых сантиметров (метров) на равнинных пониженных участках территории до 200—250 м и более на интенсивно расчлененных междуречных пространствах горных районов. Верхней границей зоны аэрации является поверхность земли, нижней — поверхность (уровень) подземных вод первого водоносного горизонта.

В пределах акватории Мирового океана, а на континентах и островах под руслами рек и внутренних водоемов в том случае, если подземные воды первого водоносного горизонта имеют непосредственную гидравлическую связь с поверхностными водами, зона аэрации (неполного насыщения) отсутствует.

Криолитозона выделяется как самостоятельный элемент подземной гидросферы в области распространения многолетнемерзлых пород (высокие широты Северного и Южного полушария, высокогорные районы). В зависимости от строения гидрогеологического разреза земной коры она обычно охватывает часть зоны аэрации и верхнюю часть зоны полного насыщения. Мощность криолитозоны в зависимости от климатических условий местности (главным образом среднегодовые температуры воздуха), геологического строения и геотемпературных условий верхней части разреза земной коры изменяется от первых метров до 1000—1500 м и более (Романовский, 1983).

В условиях криолитозоны основная масса подземных вод находится в твердом состоянии (лед, газовые гидраты), а также в виде физически связанной воды, промерзание которой происходит при температурах ниже 0°С. Свободная гравитационная вода в пределах криолитозоны может быть связана только с участками распространения горных пород, находящихся в талом состоянии (см. гл. 12).

Зона полного насыщения охватывает верхнюю часть разреза земной коры от уровня первого водоносного горизонта (нижняя граница зоны аэрации) до глубин 8—20 км (см. рис. 2.2), на которых по существующим представлениям температура и давление водных растворов достигают критических значений (см. рис. 2.1).

В пределах зоны полного насыщения (в соответствии с ее названием) свободное пространство в минеральном скелете горных пород (поры, трещины, крупные пустоты) полностью заполнено свободной гравитационной водой и водой, физически связанной с поверхностью минеральных частиц горной породы, за исключением участков (слоев, зон), свободное пространство которых заполнено газом, жидкими углеводородами или пароводяной смесью.

Положение нижней границы зоны полного насыщения обосновывается в настоящее время, только исходя из представлений о термодинамических условиях разреза земной коры и фазово-агрегатном состоянии воды при высоких давлениях и температурах, поскольку эта граница пока не вскрыта буровыми скважинами. Материалы Кольской сверхглубокой скважины свидетельствуют о том, что на глубинах до 12 км существуют условия, характерные для зоны полного насыщения. В то же время в связи с наличием представлений о надкритическом состоянии воды в магматических расплавах (Пиннекер, 1983) можно предполагать, что в областях современного вулканизма нижняя граница зоны полного насыщения может располагаться на значительно меньших глубинах. По имеющимся данным (Писарский, 1983), в ряде районов современного вулканизма парогидротермы с температурами, близкими к критическим значениям (до 300°C и более), вскрыты буровыми скважинами на глубинах 1500—2000 м (Мексика, Сьерра-Прието, скважина глубиной 1500 м, температура воды 388°C).

Нижняя часть разреза земной коры до границы с верхней мантией рассматривается в настоящее время Е. В. Пиннекером как зона, содержащая подземные воды в *надкритическом* состоянии. Мощность этой зоны в пределах континентов достигает, вероятно 20—30 км и более (см. рис. 2.2).

Движение подземных вод в земной коре является составной частью *общего круговорота* воды на планете. В то же время с геологических позиций движение воды в земных недрах, включающее простые (механическая, физическая, химическая) и сложные формы движения (биологическая, техногенная), переходы воды из одного фазово-агрегатного состояния в другое и процессы взаимодействия воды с горными породами, рассматривается в настоящее время в качестве важнейшей составляющей *геологической формы движения материи* (А. Н. Павлов, Е. В. Пиннекер и др.).

В качестве основных видов (составляющих) единой геологической формы движения материи применительно к движению собственно подземных вод обычно рассматриваются два основных вида круговорота воды в земной коре: гидрогеологический и геологический (рис. 2.3).

Гидрогеологический круговорот воды в земной коре чаще рассматривается как составная часть более сложного гидрологического (климатического) круговорота воды на планете (А. Н. Павлов, Е. В. Пиннекер), однако применительно к движению собственно подземных вод он, безусловно, должен рассматриваться самостоятельно. Гидрогеологический круговорот объединяет движение парообразной, просачивающейся и физически связанной воды в зоне аэрации, переходы воды из твердого состояния в жидкое и обратно в пределах криолитозоны, движение парообразной, физически связанной и свободной гравитационной воды в зоне полного насыщения. Через поверхность земли эта ветвь подземного круговорота теснейшим образом связана с процессами, протекающими в атмосфере и поверхностной гидросфере планеты, и через зону надкритических вод — с процессами, происходящими в нижней части земной коры и верхней мантии (см. рис. 2.3).

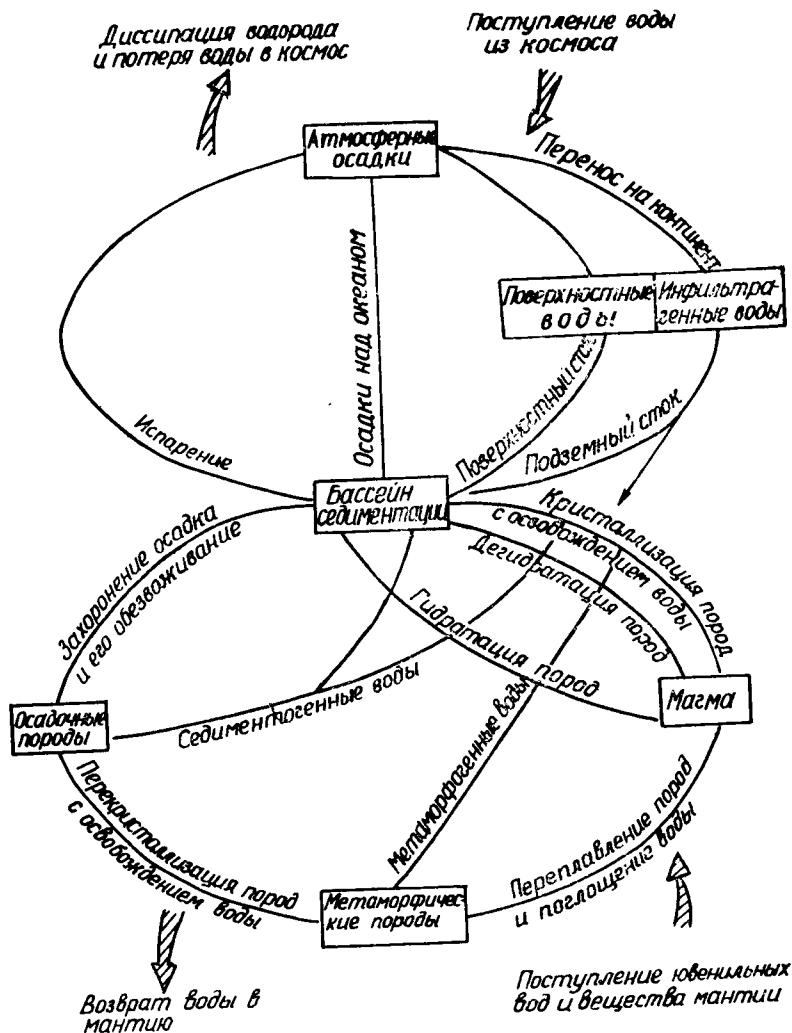


Рис. 2.3. Взаимосвязь гидрологического и геологического круговоротов воды в земных недрах (по Е. В. Пиннекеру, 1980)

Важнейшей составной частью гидрогеологического круговорота воды является движение свободных (гравитационных) подземных вод в пределах зоны полного насыщения, определяемое единым понятием «подземный сток» (Б. И. Куделин). В этом случае зона полного насыщения рассматривается как система в различной степени взаимодействующих потоков свободных (гравитационных) подземных вод, связанных с геологическими структурами разного типа и размера, отдельными слоями и толщами горных пород, зонами трещиноватости и т. д.

В общем случае, без учета свойств среды, движение потоков подземных вод в пределах зоны полного насыщения определяется гидродинамическими условиями на верхней и нижней границах этой зоны. В пределах современных континентов условия на верхней гидродинамической границе определяются положением уровня подземных вод первого водоносного горизонта (уровень зоны полного насыщения) и могут быть охарактеризованы уравнением

$$H=f(x, y, t), \quad (2.1)$$

где H — абсолютная отметка уровня подземных вод, м; x, y — пространственные координаты; t — геологическое время.

В соответствии с условием на верхней границе в пределах современных континентов в верхней части разреза зоны полного насыщения до глубин 300—500 м (при соответствующем строении гидрогеологического разреза, вероятно, до глубин 1000—1500 м и более) формируется так называемая система *местных потоков* подземных вод, связанных с современным рельефом конкретных территорий и условиями взаимодействия подземных вод с поверхностными водами и атмосферой (см. рис. 2.2).

Ниже на глубинах до 3000—5000 м, возможно более, может быть выделена зона *региональных* потоков подземных вод, направление которых связано главным образом с основными элементами современного рельефа суши (водоразделы океанических и морских бассейнов, крупных речных систем, приморские низменности, обширные внутриконтинентальные впадины и др.). Структура региональных потоков подземных вод в решающей степени определяется строением гидрогеологического разреза конкретных регионов, а также составом и свойствами водовмещающих пород.

В нижней части зоны полного насыщения, а на участках, где гидрогеологический разрез непосредственно с поверхности представлен кристаллическими породами (магматические и метаморфические формации), уже на глубинах до 1000—1500 м, возможно меньше, основным видом движения подземных вод является формирование *линейно-локальных субвертикальных потоков*, связанных с зонами повышенной трещиноватости и проницаемости (см. рис. 2.2). В пределах зон разрывных нарушений свержлубинного заложения (проникающего через всю толщу земной коры) движение потоков подземных вод, вероятно, в решающей степени связано с формированием избыточных давлений в зоне подземных вод в надкритическом состоянии (гидродинамические условия на нижней границе зоны полного насыщения), а также с поступлением мантийных флюидов, под которыми понимается 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 (Основы гидрогеологии, 1980).

Собственно геологический круговорот воды в подземной гидросфере неразрывно связан с историей развития земной коры и Земли. Основными геологическими процессами, определяющими формирование, масштабы и интенсивности геологического кру-

говорота воды, являются процессы осадконакопления (седиментогенез), литогенеза и метаморфизма горных пород, а также процессы поглощения океанических вод в рифтовых зонах океанов с последующим перемещением и преобразованием этих вод в породах океанической и континентальной коры (Кирюхин, Коротов, Павлов, 1988).

Формирование осадков в водной среде (участки осадконакопления в пределах суши, открытые и внутриконтинентальные моря, Мировой океан) неизбежно сопровождается связыванием и «захоронением» воды соответствующего бассейна осадконакопления, объем которой определяется объемом (массой) и величинами общей пористости свежееосажденного осадка.

В зависимости от гранулометрического и минералого-геохимического состава осадков значение общей (объемной) пористости и соответственно полной влагоемкости (см. гл. 3), учитывающей суммарно количество свободной и физически связанной воды, изменяется от 30 до 80% и более.

По существующим представлениям (В. В. Мухин, Н. Б. Васюкович и др.) процессы уплотнения глинистых пород и связанное с ними отжатие поровых вод наиболее резко происходят в верхней части разреза и с постепенно уменьшающейся интенсивностью продолжаются до глубины 3000—3500 м и более. Так, при погружении свежееосажденных илов на глубины до 100 м величина общей пористости уменьшается на 30—40% (от 70—80 до 40—45%), при этом отжимающиеся поровые растворы поступают главным образом через толщу перекрывающих неуплотненных пород обратно в бассейн осадконакопления. На глубинах 400—500 м пористость уменьшается до 35—40%, к глубине 2000 м — до 20%, 3000 м — до 10% и менее, еще глубже пористость тонкодисперсных (глинистых) пород в процессе их уплотнения и литификации уменьшается до первых процентов. Уменьшение пористости тонкодисперсных пород при уплотнении приводит к отжатию из них больших объемов поровых вод, поступающих в подземную гидросферу. Причем если на первых стадиях уплотнения отжимается свободная и рыхлосвязанная вода, то при давлениях и температурах, характерных для глубин 3000—5000 км, возможно отжатие воды прочносвязанной с частицами минерального скелета. Кроме собственно процессов отжатия поровых вод дополнительные (весьма значительные) объемы воды высвобождаются из глинистых пород в результате литогенетических изменений состава глинистых минералов (Основы гидрогеологии, 1980).

Рассматриваемый (первый) этап геологического круговорота воды, связанный с захоронением и отжатием поровых растворов, носит название седиментогенного (или элизонного), и подземные воды, образующиеся в результате этого процесса, называются седиментогенными (седиментационными).

Дальнейшее погружение осадочных пород в глубоких геологических структурах (известны структуры, где мощность пород

осадочного чехла достигает 10—15 км и более) сопровождается процессами их метаморфизации (региональный метаморфизм), в результате которого происходит дальнейшее «обезвоживание» горных пород и связанное с этим формирование свободных (?) подземных вод. Формирование свободной воды происходит в результате освобождения остаточных количеств прочно-связанной воды, сохраняющейся на стадии полной литификации осадочных пород (предположительно до 5% от объема породы), а также «освобождения» кристаллизационных, цеолитных, а возможно, и конституционных вод при перекристаллизации и дегидратации ряда глинистых минералов в процессе прогрессивного метаморфизма.

По современным оценкам количество воды, выделяющейся при метаморфизации некоторых типов основных пород (гидрослюды, монтмориллонита, каолинита и др.), может достигать 15—25% от их веса.

Названный этап геологического круговорота воды может рассматриваться в качестве метаморфогенного (метаморфогенные воды).

Принципиально другой ветвью геологического круговорота воды в земной коре являются предполагаемые процессы поглощения океанических вод в пределах рифтовых зон океана с последующим участием их в процессах серпентинизации мантийных пород и формирования океанической коры. Завершение этой ветви геологического круговорота воды с ее возвращением в поверхностную гидросферу предположительно может быть связано с процессами десерпентинизации (дегидротации) пород океанической коры при их погружении в районах глубоководных желобов и вулканической деятельностью. Количественные оценки массы воды, принимающей участие в данной ветви круговорота и возможных сроков «водообмена» являются в настоящее время весьма приближенными (А. Н. Павлов, 1977).

В заключение следует отметить, что формирование гидрогеологического и геологического круговорота воды в земной коре происходит, естественно, *не изолированно, а в условиях их тесного и постоянного взаимодействия*. Включение «атмосферных» (метеорных) вод в геологический круговорот происходит путем «захоронения» воды с вновь формирующимися осадками и путем *нисходящей фильтрации свободных гравитационных вод* по проницаемым зонам глубинных и сверхглубинных разломов предположительно до зоны подземных вод в надкритическом состоянии и возможно глубже (см. рис. 2.2).

С другой стороны, седиментогенные, метаморфогенные и магмогенные воды, «переходя в свободное состояние» *путем восходящей фильтрации* по зонам повышенной проницаемости (тектонические нарушения, локальные зоны глубинной трещиноватости, породы, сохраняющие относительно высокую проницаемость на значительных глубинах, и т. д.), неизбежно вовлекаются в систему потоков подземных вод, формирующих различные ветви *гидрогеологического круговорота воды* в земной коре и далее — в поверхностную гидросферу.

Глава 3

ВОДНО-КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Основными водно-коллекторскими (гидрогеологическими) свойствами горных пород являются их влагоемкость и проницаемость, связанные с наличием в минеральном скелете практически всех горных пород так называемого «свободного» пространства, не занятого минеральным веществом.

3.1. СКВАЖНОСТЬ (ПУСТОТНОСТЬ) ГОРНЫХ ПОРОД

Свободное пространство в минеральном скелете, представленное пустотами различной формы, размера и генезиса, называется скважностью (пустотностью) горных пород и численно может быть охарактеризовано объемным *коэффициентом скважности* (общая или абсолютная скважность)

$$n_c = \frac{v_n}{v_{об}} 100\%, \quad (3.1)$$

где v_n — общий объем всех пустот, содержащихся в данном элементе горной породы; $v_{об}$ — объем элемента.

В зависимости от генезиса горных пород, а также размеров, количества пустот и других факторов пустоты в минеральном скелете могут быть сообщающимися между собой (открытыми) или изолированными (закрытыми). Поскольку движение подземных вод возможно только по системе связанных (открытых) пустот, так как закрытые пустоты заполнены воздухом, газом или иммобилизованной (вакуольной) водой, наряду с общим (абсолютным) значением скважности существует понятие коэффициента *открытой скважности* (пустотности), который определяется как отношение общего объема открытых (связанных между собой) пустот к объему всей породы (образца) n_o .

Так как практически во всех случаях определенная часть объема открытых пустот в минеральном скелете горных пород занята различными видами связанной воды, защемленным воздухом или газом и не является «открытой» для движения свободной (гравитационной) воды, наряду с понятиями «общей» и «открытой» скважности в гидрогеологии широко используется понятие *эффективной* (динамической) скважности горных пород ($n_{эф}$), определяемой как отношение объема открытых пустот, по которым происходит (может происходить) движение гравитационной воды, к объему всей породы (образца).

В общем случае величины общей, открытой и эффективной скважности определяются соотношением

$$n_c \geq n_o > n_{эф}, \quad (3.2)$$

при этом соотношение значений открытой и эффективной скважности горных пород определяется главным образом преобладающими размерами пустот. В зависимости от диаметра (d) пустот или их ширины (l) для пустот, имеющих линейную форму, обычно различают три вида скважности (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Виды скважности (пустотности) горных пород в зависимости от размеров
(Справочное руководство, 1979)

Вид скважности	Диаметр пустот d , мм	Ширина l , мм	Соотношение открытой и эффективной скважности
Субкапиллярная	менее 0,0002	менее 0,0001	$n_{эф} \ll n_o$; $n_{эф} \approx 0$
Капиллярная	0,0002—0,5	0,0001—0,25	$n_{эф} < n_o$
Сверхкапиллярная	более 0,5	более 0,25	$n_{эф} \approx n_o$

Очевидно, что в породах со сверхкапиллярной скважностью (в пустотах крупных размеров, см. табл. 3.1) часть свободного пространства, занятая всеми видами связанной воды, относительно ничтожна в сравнении с общим сечением пустот ($n_{эф} \approx n_o$); в капиллярных пустотах в зависимости от их размеров роль связанной воды, в том числе капиллярно-связанной (капиллярно-разобшенная вода), может быть весьма существенной ($n_{эф} < n_o$); в породах с субкапиллярной скважностью в предельном случае все сечение пустот минерального скелета может быть занято связанной водой ($n_{эф} = 0$).

Основными морфологическими видами скважности горных пород, которые определяются генезисом породы и условиями ее эпигенетического преобразования, являются пористость, трещиноватость и кавернозность. В соответствии с преобладанием того или иного вида скважности (типа пустот) все горные породы земной коры подразделяются на породы (среды) *пористые* (поровые), *трещинные*, *каверновые* и среды более сложных переходных типов с наличием двух или более морфометрических типов скважности (порово-трещинные, трещинно-каверновые и др.).

В современной гидрогеологической литературе скважность горных пород чаще называют общим понятием пористость (общая пористость, открытая, коэффициент пористости и т. д.). Исторически это связано, вероятно, с ошибочным переводом понятия «пустотность» в работе О. Мейнцера (1935) и является неверным, так как в этом случае название только одного морфометрического вида пустот используется в качестве обобщающего понятия. Кроме того, с этим связано использование ряда неверных по смыслу терминов и понятий: «трещинная пористость» (?), «среда с двойной пористостью» и т. д.

Пористыми горными породами (в гидрогеологии чаще используется понятие «пористые среды» или «среды порового типа») называются породы, у которых свободное пространство представлено различными по размерам (условно менее 1,0 мм) пустотами изометрической формы.

Генетически пористость горных пород может быть представлена пустотами существенно различного типа: межзерновая пористость осадочных рыхлых и слабосцементированных пород, связанная с неплотной упаковкой зерен (частиц) минерального скелета; пористость, образующаяся при остывании и связанном с этим уменьшении объема магматических горных пород, а также пористость, связанная с процессами эпигенетического изменения горных пород (перекристаллизация, выщелачивание растворимых зерен минерального скелета, разуплотнение при уменьшении давления и т. д.).

Характерные значения общей пористости различных типов горных пород приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

**Значения коэффициента пористости горных пород
(Справочное руководство, 1979)**

Породы		Средняя пористость, %
Свежие осадки	Илы глинистые	50,0
	Торф	80,0
	Различные типы почв	55,0
Породы верхней части коры выветривания	Пески	35,0
	Лёсс, лёссовидные суглинки	45,0
	Покровные суглинки	35,0
	Глины	35,0
Осадочные породы	Пески рыхлые	25—35,0
	Песчаники	10—20,0
	Глины	20—40,0
	Гипс	1,0
	Мел	30,0
	Опока	35,0
Метаморфические породы	Сланцы глинистые и др.	4,0
	Кварциты, гнейсы, мрамор	2,0
Магматические породы	Порфириды	2,0
	Граниты, сиениты	1,0
	Эффузивы	2,0
	Интрузивы	1,0

В качестве типичных поровых сред обычно рассматриваются только обломочные (кластические) горные породы, пористость которых, как было указано выше, определяется наличием пустот (пор) между зернами минерального скелета, имеющими существенно различную форму и размеры (гранулярные среды).

Общая пористость (коэффициент общей пористости) обломочных пород определяется главным образом формой частиц, степенью их уплотнения и отсортированностью и теоретически для пород, сложенных однородными по размеру частицами правильной формы, не зависит от размера частиц.

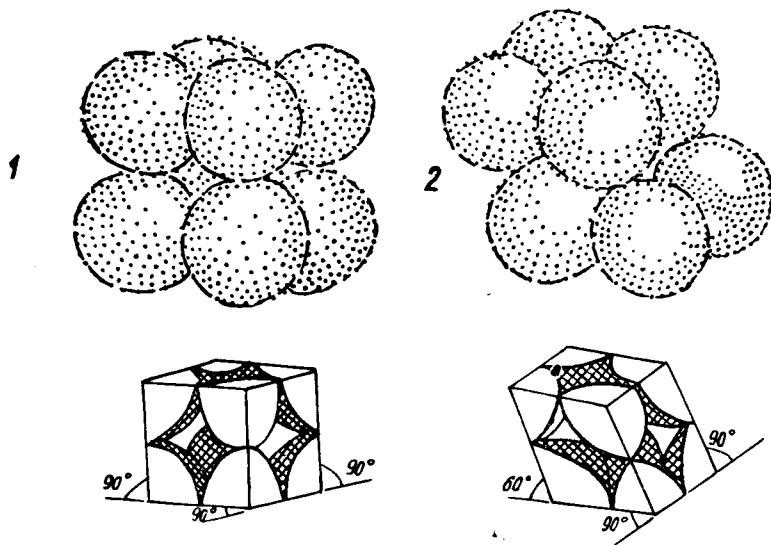


Рис. 3.1. Кубическое (1) и ромбовидное (2) расположение частиц грунта шаровидной формы (по Р. Д. Уисту)

Так, для однородных частиц шаровидной формы при их неплотной упаковке (рис. 3.1) коэффициент общей пористости, определяемый из соотношения

$$n_c = \frac{\left(d^3 - \pi \frac{d^3}{6}\right)}{d^3} 100 = \left(1 - \frac{\pi}{6}\right) 100 = 47,7\%, \quad (3.3)$$

где d — диаметр частицы (см. рис. 3.1), не зависит от диаметра самих частиц.

Поскольку реальные обломочные породы могут состоять из частиц резко различной формы и размера, коэффициент общей пористости таких пород изменяется в общем случае в широких пределах, даже вне зависимости от степени уплотнения осадка (см. табл. 3.2).

Максимальные значения общей пористости (до 50% и более) характерны для горных пород, сложенных минеральными частицами неправильной или «чешуйчатой» формы при их относительно неплотной упаковке. Минимальные значения (до 10% и менее) — для пород, сложенных минеральными частицами существенно различных размеров (неоднородный по крупности обломочный материал), или для тех случаев, когда свободное пространство между зернами скелета частично заполнено минеральным веществом (цементом) (рис. 3.2).

Основными процессами, определяющими уменьшение общей пористости обломочных пород, являются уплотнение и цементация порового пространства.

Снижение общей пористости обломочных пород при уплотнении определяется не только величиной уплотняющего давления и временем его воздействия. В решающей степени интенсивность этого процесса определяется также формой и размерами зерен, их минеральным составом и структурой порового пространства породы (рис. 3.2, 3.3).

Цементация свободного пространства между зернами минерального скелета (образование глинистого, карбонатного и других видов цемента) во всех случаях приводит к относительному уменьшению пористости обломочных пород, в предельном случае до ее полного исчезновения (см. рис. 3.2).

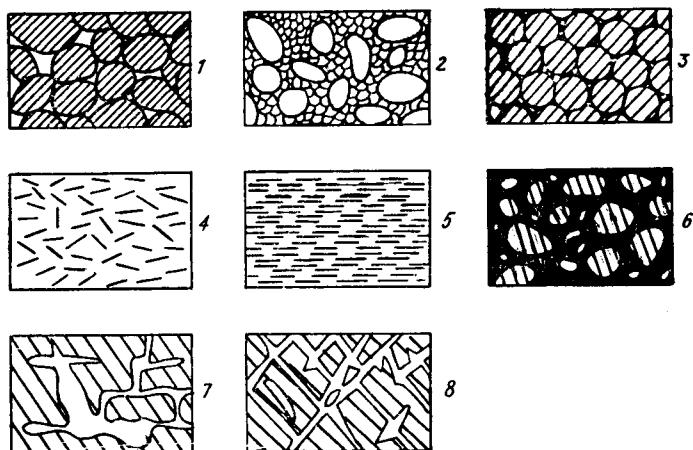


Рис. 3.2. Характер и виды пористости горных пород: 1 — хорошо отсортированные осадки с высокой пористостью; 2 — плохо отсортированные с малой пористостью; 3 — осадки, пористость которых уменьшена в связи с частичной цементацией свободного пространства; 4 — высоко пористые осадки, сложенные частицами чешуйчатой или листоватой формы; 5 — то же при уплотнении с резко уменьшенной пористостью; 6 — слабо пористые осадки с базальным типом цемента; 7 — породы с пустотностью, определяемой процессами выщелачивания (кавернозностью); 8 — породы с пустотностью, связанной с наличием трещиноватости (по О. Мейнцеру, 1933, с изменениями).

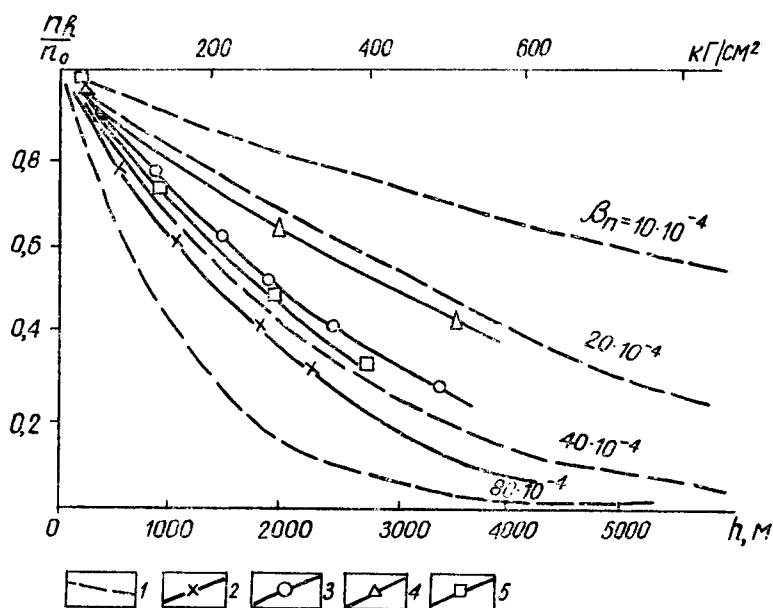


Рис. 3.3. Необратимое уменьшение коэффициента пористости осадочных пород с глубиной (по В. М. Добрынину, 1970): 1 — теоретические кривые; 2 — третичные глинистые породы северо-восточного Предкавказья; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — мергели; β_n — коэффициент необратимого уплотнения

При анализе графика гранулометрического состава неоднородных обломочных пород в качестве так называемого эффективного диаметра зерен, определяющего по существующим представлениям величину эффективной пористости таких пород, обычно рассматривается диаметр частиц, составляющих 10% общего веса образца. В связи с этим в ряде случаев даже крупнообломочные породы (галечники, грубозернистые пески и др.) при содержании мелких фракций (пылеватые и глинистые частицы) до 20—25% от общего веса минерального скелета породы характеризуются низкими значениями коэффициента эффективной пористости, типичными для тонкодисперсных пород.

В качестве сред *трещинного типа* рассматриваются латифицированные осадочные (при отсутствии первичной седиментогенной пористости), метаморфические и магматические горные породы, скважность (пустотность) которых определяется главным образом наличием трещиноватости.

Основными генетическими типами трещиноватости, определяющими трещинную скважность указанных типов горных пород, являются: экзогенная трещиноватость, формирующаяся в верхней части геологического разреза в результате процессов выветривания и разуплотнения горных пород при уменьшении на-

грузки от вышележащих слоев (эрозия); тектоническая трещиноватость, в том числе общая (планетарная) тектоническая трещиноватость, трещиноватость, формирующаяся в зонах тектонических нарушений (приразломная), а также в связи с процессами складкообразования (складчатая или соскладчатая трещиноватость); диагенетическая трещиноватость, образующаяся в процессе литификации (цементация, уплотнение) осадочных горных пород; сингенетическая трещиноватость (отдельность), формирующаяся при остывании и уменьшении объема магматических горных пород.

Количественно трещинная скважность горных пород характеризуется теми же показателями: общая пустотность, открытая, эффективная. Однако в связи с морфоструктурой пустот (значительная линейная протяженность трещин, пересечение различных систем трещин и др.) для трещинных сред, как правило, не характерны существенные различия между значениями общей и открытой скважности.

Значения коэффициента общей пустотности трещинных сред определяются не только наличием одной или нескольких систем трещин, количеством трещин на единицу площади или объема горной породы, сколько шириной открытых трещинных каналов (раскрытием трещин). Ширина раскрытия трещин определяет также соотношение между общей и эффективной скважностью трещинных сред (см. табл. 3.1). В соответствии с этим при увеличении пластовых давлений (сжатие, закрытие трещин) происходит, как правило, определенное уменьшение скважности трещинных сред и, наоборот, при уменьшении давления (разуплотнение, раскрытие трещин) возможно существенное увеличение их общей и эффективной скважности (пустотности).

Помимо уплотнения (сжатия, смыкания трещин) уменьшение скважности трещинных сред связано главным образом с развитием процессов кольтматации и цементации трещин.

Кавернами (кавернозность) называются крупные (в диаметре более 1 мм) изометрические пустоты, формирующиеся в минеральном скелете горных пород главным образом в результате выщелачивания легкорастворимых соединений, минеральных включений, зерен (известняки, гипсы и др.). В определенной мере формирование отдельных крупных пустот типа каверн может быть связано с уменьшением объема магматических горных пород при остывании, а также с механическим разрушением стенок трещин (узлы пересечения трещин). Наличие каверн в значительной степени увеличивает общую (открытую, эффективную) скважность горных пород, однако они практически никогда не являются единственным морфометрическим типом пустот, в связи с чем для большинства кавернозных пород характерны, как правило, сложные типы скважности (порово-каверновая, трещинно-каверновая).

3.2. ВЛАЖНОСТЬ И ВЛАГОЕМКОСТЬ

В связи с наличием свободного пространства, не заполненного минеральным веществом, практически все горные породы характеризуются определенными емкостными свойствами (емкостью) и могут содержать (вмещать) определенное количество воды, воздуха, газов и других жидкостей. Применительно к содержанию подземных вод это общее свойство горных пород называется влагоемкостью. В отличие от этого количество (объем или масса) воды, непосредственно содержащейся в элементе горной породы, отнесенное к объему или массе этого элемента, характеризует состояние горной породы и называется ее влажностью¹.

Таким образом, численно влажность и влагоемкость горной породы определяются из одного соотношения

$$\omega(W) = \frac{v_v}{v_{\text{обр}}} 100\%, \quad (3.4)$$

где ω — объемное значение влагоемкости (W — влажности) горной породы, доли единицы, или %; v_v — объем воды, содержащейся в данном элементе горной породы, см³, м³ и т. д.; $v_{\text{обр}}$ — объем элемента горной породы (образца) в абсолютно сухом состоянии, см³, м³ и т. д. (при отношении массы воды к массе образца получаем весовое значение влагоемкости).

В связи с возможностью нахождения в пустотах минерального скелета горных пород различных видов воды (см. гл. 2) и различной степенью водонасыщения породы обычно выделяются следующие (характерные) значения влагоемкости и влажности горных пород (табл. 3.3).

При полном насыщении горной породы водой (в случае отсутствия заземленного воздуха, газа и др.) объем воды, содержащейся в ней, численно равен объему пустот ($\omega_o = W_o = n_c$). Во всех других случаях (другие уровни влагоемкости) объем воды, содержащейся в горной породе, зависит от структуры свободного пространства, размера пустот, минерального состава породы и других параметров и не может быть определен исходя из величины ее скважности (общей, открытой или эффективной).

Собственно гидрогеологическим параметром, характеризующим емкостные свойства горных пород по отношению к воде, является так называемая гравитационная емкость (влагоемкость) горных пород, определяемая как отношение объема свободной гравитационной воды, содержащейся в образце (элементе) горной породы при полном насыщении, к объему образца.

Гравитационная емкость, определяемая при осушении горной породы, называется водоотдачей и может быть рассчитана

¹ В этом смысле влагоемкостью как свойством могут обладать горные породы, находящиеся в абсолютно сухом состоянии (при отсутствии влажности).

Характерные значения влагоемкости и влажности горных пород

Влагоемкость (влажность)	Примечание
Гигроскопическая влагоемкость (гигроскопичность, максимальная гигроскопичность) ω_g	Максимальное количество прочносвязанной воды, образующейся в горной породе в результате процессов адсорбции молекул парообразной воды поверхностью минеральных частиц при относительной влажности воздуха 90—100%.
Максимальная молекулярная влагоемкость $\omega_{м.м}$	По А. Ф. Лебедеву, соответствует содержанию в горной породе максимального количества воды, удерживаемой молекулярными силами на поверхности минеральных частиц (устаревшее понятие)
Наименьшая влагоемкость (водоудерживающая способность горной породы) ω_n	Влажность, определяемая максимальным количеством прочносвязанной, осмотической, капиллярно-разобщенной и капиллярно-подвешенной воды
Капиллярная влагоемкость ω_k	Количество воды, соответствующее полному заполнению всех капиллярных пустот (влажность капиллярной каймы)
Полная влагоемкость ω_0	Максимально возможное количество воды (все виды воды) при полном заполнении свободного пространства в минеральном скелете горной породы
Максимальная влажность W_0	Влажность горной породы, соответствующая полной влагоемкости
Естественная влажность W_e	Влажность горной породы в естественных условиях (в зависимости от условий залегания может соответствовать любому уровню влагоемкости)
Гравитационная емкость μ : водоотдача μ недостаток насыщения μ'	$\mu = \omega_0 - \omega_n$ $\mu' = \omega_0 - W_e$

как разность между полной и наименьшей влагоемкостью; при насыщении горной породы она называется недостатком насыщения, равным разности между полной влагоемкостью и естественной влажностью данного грунта (см. табл. 3.4).

Таким образом, величина водоотдачи (μ) зависит от свойств самой горной породы (общая пустотность, размеры пустот, структура «свободного» пространства, минеральный состав и др.), определяющих суммарное количество различных видов связанной воды (ω_n) и объем воды при полном насыщении (ω_0), и в этом смысле может рассматриваться как объективное свойство (параметр) данной горной породы. В определенной мере величина водоотдачи зависит также от скорости осушения горной породы (скорости снижения уровня полного насыщения), поскольку эта скорость может определять (при прочих равных условиях) формирование различных объемов капиллярной воды (капиллярно-подвешенная вода).

Величина недостатка насыщения (μ') определяется не только объективно существующими свойствами горной породы (ω_0), но в отличие от водоотдачи также условиями ее залегания, определяющим степень существующего насыщения свободного пространства водой. В реальных условиях в зависимости от залегания и изменения естественной влажности (W_e) недостаток насыщения может изменяться в широких пределах (см. табл. 3.3): $0 \leq \mu' \leq \omega_0 - \omega_r$.

В связи с этим недостаток насыщения не может рассматриваться как гидрогеологический параметр горной породы, а является комплексной характеристикой ее свойств в определенных условиях залегания.

3.3. ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Проницаемость как свойство горных пород характеризует их способность пропускать через себя воду, другие жидкости и газы под действием силы тяжести или градиента давления. Применительно к движению свободной (гравитационной) воды (без учета ее плотности и вязкости) это свойство называется водопроницаемостью (фильтрационной способностью) горной породы и характеризуется так называемым коэффициентом фильтрации (K), имеющим размерность скорости (см/с, м/сут и т. д.), который является коэффициентом пропорциональности в законе Дарси (см. гл. 5).

Величина коэффициента фильтрации зависит от свойств самой горной породы (эффективная скважность, размеры пустот, их форма и др.) и свойств фильтрующейся жидкости или газа (вязкость и плотность).

Проницаемость горных пород, зависящая только от свойств породы и не зависящая от свойств фильтрующейся жидкости или газа (определяемая с учетом этих свойств), характеризуется коэффициентом проницаемости (K_n), который связан с коэффициентом фильтрации следующим соотношением:

$$K_n = K \frac{\mu}{\gamma} = K \frac{\mu}{\rho g} = K \frac{\nu}{g}, \quad (3.5)$$

где μ — динамическая вязкость жидкости; γ — вес единицы объема воды; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность жидкости; ν — коэффициент кинематической вязкости (Гавич, 1988).

При условии, что $[K] = \text{м/с}$, $[\nu] = \text{м}^2/\text{с}$ и $[g] = \text{м/с}^2$, K_n имеет размерность площади, м^2 .

В практике гидрогеологических расчетов, особенно в нефтяной гидрогеологии, для характеристики проницаемости горных пород используется также единица, называемая дарси (D). За единицу дарси принимается проницаемость, при которой через образец породы с поперечным сечением 1 см^2 и длиной 1 см при

перепаде давления в 1 атм ($9,81 \cdot 10^4$ Па) расход жидкости с вязкостью 1 сП ($0,001$ Нс/м²) составляет 1 см³ ($1D=1000$ мД — миллидарси).

Для пресной воды при температуре 20°С указанные единицы характеризуются соотношением

$$1 \text{ м/сут} \approx 1,2D \approx 1,2 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2 \approx 1,2 \text{ мкм}^2.$$

Проницаемость реальных горных пород (в зависимости от типа породы и ее состояния) изменяется в пределах 10 порядков и более.

В связи со значительными изменениями проницаемости даже для одного типа горной породы в зависимости от ее состояния (уплотнение, частичная цементация порового пространства, степень трещиноватости и раскрытия трещин и др.) понятия «хорошо проницаемая», «плохо проницаемая» порода и другие всегда являются относительными. Однако в целом по возможному значению проницаемости основные типы горных пород могут быть подразделены на следующие группы (табл. 3.4).

Т а б л и ц а 3.4

Классификация горных пород по проницаемости

Группа пород	Проницаемость (K_f , м/сут)	Гравитационная емкость (водотдача), %	Типы горных пород
Очень высокопроницаемые	более 100	0,2—0,3 0,10—0,15	Гравийно-галечниковые образования, интенсивно закарстованные породы (известняки, гипсы)
Хорошо (высоко) проницаемые	10—100	0,20—0,25 0,10—0,15	Крупнозернистые и грубозернистые пески, интенсивно трещиноватые скальные породы (песчаники, граниты, базальты и др.)
Проницаемые	0,1—10	0,15—0,20 0,05—0,10	Разнозернистые, тонко- и мелкозернистые глинистые пески, слаботрещиноватые и закарстованные горные породы
Слабопроницаемые	10^{-4} — 10^{-2}	0,01—0,03	Суглинки, глины песчаные или микротрещиноватые, очень слаботрещиноватые скальные породы, незакарстованные известняки
Практически непроницаемые	$<10^{-4}$	$<0,01$	Плотные нетрещиноватые глины, практически нетрещиноватые скальные породы

Данные, приведенные в таблице, свидетельствуют о том, что для различных горных пород проницаемость практически не связана с коэффициентом общей пустотности. В решающей степени это свойство горных пород определяется их эффективной (активной) скважностью, которая, как было указано выше, характери-

зует объем связанных пустот за вычетом их части, занятой всеми видами связанной воды. В связи с этим основными свойствами горной породы, определяющими ее фильтрационные способности, являются однородность и дисперсность (размеры частиц и зерен минерального скелета), с которыми прямо связаны размеры пустот в минеральном скелете (для трещинных сред — раскрытие трещин). Для реальных горных пород связь их пористости и проницаемости с размерами пор до настоящего времени практически не изучена в связи со сложной геометрией свободного пространства (различные размеры частиц, различная форма и др.).

Экспериментальными оценками, выполненными для искусственных поровых сред Г. М. Березкиной и другими, показано, что пористость и проницаемость горной породы связана со средним радиусом пор (r_c) следующими соотношениями:

$$r_c = 2 \sqrt{\frac{2K_p}{n}}; \quad n = \frac{fr_c}{2}; \quad K_p = \frac{fr_c^3}{16}, \quad (3.6)$$

где r_c — средний радиус пор; n — пористость; K_p — проницаемость; f — удельная поверхность минерального скелета породы.

Из приведенных зависимостей очевидно, что проницаемость горной породы, пропорциональная r_c в третьей степени, значительно резче, чем общая пористость горных пород (r_c в первой степени), возрастает с увеличением среднего радиуса пустот.

Скальные горные породы (главным образом метаморфические и магматические) при отсутствии трещиноватости (отдельные блоки) характеризуются весьма низкими (1—2%) значениями скважности, связанными с наличием отдельных изолированных пор. В связи с этим они обладают определенной «изолированной» (вакуольной) емкостью, но являются практически абсолютно непроницаемыми. Фильтрация подземных вод в этом случае возможна только по системам трещин, ограничивающим непроницаемые блоки.

В мерзлых горных породах ($t_{\text{породы}} < 0^\circ \text{C}$) свободная гравитационная вода находится в твердом состоянии (лед). Тем самым по отношению к пресной гравитационной воде они являются абсолютно непроницаемыми. Через подобные породы возможно только движение подземных вод, замерзание которых (переход в твердую фазу) осуществляется при более низких температурах (связанная вода, свободная вода с высокой минерализацией; см. гл. 12).

Глава 4

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По мнению большинства исследователей, идеально «чистой» воды на Земле просто не существует. В подземных водах, как и в любых других, всегда в тех или иных количествах присутствуют минеральные, органические вещества, газы, живое вещество. Твердые, жидкие, газообразные вещества могут содержаться в подземных водах в различных формах, иметь различный изотопный состав. Сама вода — это химическое соединение с удивительными и неожиданными свойствами, изучение которого до сих пор преподносит исследователям сюрпризы. Таким образом, подземные воды с гидрогеохимической точки зрения представляют собой сложнейшую систему, состав, состояние и свойства которой в каждом конкретном случае определяются: 1) свойствами самой воды, 2) свойствами содержащихся в ней веществ и 3) условиями взаимодействия их между собой и с окружающей средой.

4.1. ВОДА КАК ХИМИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО. СТРОЕНИЕ МОЛЕКУЛЫ, СТРУКТУРА, СВОЙСТВА, ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Вода, являющаяся основой большинства природных и антропогенных растворов, представляет собой уникальное химическое соединение. Большинство физических и физико-химических свойств воды аномальны, так как они резко отличаются от тех, которые можно было бы теоретически ожидать для оксида водорода или гидроксида кислорода, исходя из положения этих элементов в периодической системе Менделеева.

Строение молекулы воды. Самая распространенная на Земле молекула воды среди многоатомных молекул имеет наименьшие размеры. Элементарная структурная единица воды (гидроль) плоская, межатомные связи в ней образуют равнобедренный треугольник с величиной угла при вершине $104^{\circ}31'$ (рис. 4.1). Молекула воды — диполь, полярность ее обусловлена конфигурацией электронного облака, состоящего из двух «длинных» и двух «коротких» лепестков. Наибольшая «плотность» электронов, таким образом, создается вблизи атома кислорода, обла-

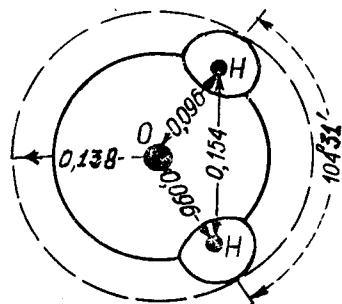


Рис. 4.1. Строение элементарной единицы воды. Цифры — межъядерное расстояние, нм

дающего более высокой электроотрицательностью, поэтому вблизи атомов водорода наблюдается некоторый избыток положительного заряда. Таким образом, молекула воды имеет значительный электрический момент¹, который и обуславливает возникновение межмолекулярных, так называемых водородных связей. Эти связи, являющиеся следствием стремления системы к компенсации избыточных зарядов, формируются между атомами водорода одной молекулы воды и атомами кислорода других в результате их взаимопритяжения. Специфика водородных связей, отраженная в их названии, состоит в чрезвычайной «легкости захвата» миниатюрнейшего атома водорода одной молекулы (поляризованного положительно) электронной оболочкой более крупного отрицательно поляризованного атома кислорода другой молекулы воды. Очевидно, что каждая молекула способна образовать четыре водородные связи: две между неподеленными электронными парами ее атома кислорода и атомами водорода соседних молекул и еще две — между ее атомами водорода и атомами кислорода двух других молекул. Энергия водородной связи довольно значительна и может составлять от 17 до 33 кДж/моль, благодаря чему одиночные молекулы в структуре воды скорее исключение, а норма — разнообразные агрегаты, которые и являются типоморфными «единицами» структуры воды. Уникальной способностью воды образовывать водородные связи и объясняется большинство ее аномальных свойств.

Структура воды. Вода — единственное вещество, которое в естественных природных условиях Земли способно существовать во всех трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и парообразном. Структура их различна. Лед имеет кристаллическую решетку, в которой каждая молекула расположена в центре тетраэдра, образованного четырьмя другими молекулами и связанного с центральной водородными связями. «Рыхлостью» такой структуры объясняется меньшая ($0,9168 \text{ г/см}^3$ при 0°C) плотность льда по сравнению с жидкой водой и соответственно увеличение объема воды при замерзании примерно на 10%. В водяном паре преобладают одиночные молекулы. В связи с практическим отсутствием надежных методов исследования жидкостей изучение воды сопряжено с большими трудностями, поэтому единой точки зрения о структуре жидкой воды не существует до настоящего времени.

Большинство современных представлений по этому вопросу базируется на положениях работы Дж. Бернала и Р. Фаулера (1934) о формировании молекулярных агрегатов (структурных единиц воды) по тетраэдрическому принципу, который четко выражен в структуре льда и несколько менее — в жидкой воде. При этом одни исследователи придерживаются гипотезы «двухструктур-

¹ Электрический момент молекулы — количественная характеристика ее полярности, равен произведению одного из зарядов на расстояние между центрами положительного и отрицательного зарядов.

ной» модели строения воды, т. е. наличия в массе несвязанных молекул многочисленных разнообразных ассоциатов со структурой типа льда (Х. С. Френк и У. И. Вин; Д. Эйзенберг, В. Кауцман), другие — «одноструктурной» модели (О. Я. Самойлов), согласно которой жидкая вода имеет однородный тетраэдрический льдоподобный каркас с несколько деформированными вследствие теплового движения молекул связями. Гипотеза М. Аджено предполагает наличие в воде разнообразных кольцевых структур из молекул воды, причем связь между ними осуществляется через атом водорода («водородный мостик»).

В целом сейчас уже не подлежит сомнению, что при наличии льдоподобных каркасных ассоциатов жидкая вода, по сути, представляет собой вещество переходного типа от твердого кристаллического к жидкому. В связи с этим очевидно, что привычная формула H_2O не соответствует истинному характеру этого вещества, и правильнее было бы писать $(H_2O)_n$, где n , по данным различных исследователей, может изменяться от 2 до 860 в зависимости от температуры. Вода отвечает общепринятой формуле только при температурах, превышающих 250° .

Свойства воды. С особенностями структуры воды связаны практически все ее аномальные свойства, а ими в свою очередь объясняются такие явления, как гидратация ионов, высокая растворяющая способность, биоактивность омагниченной воды и т. д. Следствием этих особенностей в связи с образованием или разрушением при тех или иных условиях льдоподобных ассоциатов является нелинейность зависимостей свойств воды от тех или иных физических параметров (например, минимум электропроводности воды при $35^\circ C$, максимум плотности при $4^\circ C$).

Плотность воды, которая, как и у других жидкостей, увеличивается с уменьшением температуры, достигает максимальной величины не при температуре замерзания $0^\circ C$, а несколько раньше, при $4^\circ C$. Именно при этой температуре из-за постепенного снижения интенсивности теплового движения молекул увеличение плотности и соответствующее уменьшение объема воды (за счет «встраивания» мономерных молекул в льдоподобные каркасные ассоциаты) уже полностью компенсируются уменьшением плотности за счет все более интенсивного образования из мономеров новых ассоциатов. Этот процесс при дальнейшем понижении температуры становится преобладающим и в конце концов приводит к образованию при 0° льда — кристаллического вещества с плотностью меньшей, чем у жидкой воды. Это аномальное свойство воды, твердая фаза которой легче жидкой, имеет огромное значение для жизни на Земле. Например, при замерзании рек и водоемов охлаждающиеся поверхностные слои воды как более тяжелые опускаются, вытесняя вверх более теплые. Вертикальная гравитационная циркуляция прекращается по достижении всей массой воды температуры максимальной плотности $4^\circ C$, после чего с поверхности происходит образование льда. «Запечатывая» водоем, лед таким образом предохраняет все живое в нем от губительного воздействия низких температур. В незамерзающие водоемы разгрузка подземных вод происходит круглогодично.

Аномальны многие теплофизические свойства воды, поскольку для разрыва водородных связей при фазовых переходах вода—пар и лед—вода требуется весьма значительная энергия. Вода характеризуется наибольшими величинами теплот испарения и плавления, соответственно 44,04 и 6,012 кДж/моль, аномальными температурами кипения и замерзания (табл. 4.1).

Таблица 4.1
Температура кипения и замерзания
гидридов элементов VI группы
($P=101,325$ кПа)

Гидрид	$t, ^\circ\text{C}$	
	замерзания	кипения
H_2O	0	+100
H_2S	—82	—61
H_2Se	—64	—42
H_2Te	—51	—4

Теплоемкость воды в 5—30 раз выше, чем других жидких и твердых веществ. Это свойство обеспечивает уникальную способность воды поглощать (или отдавать) максимально возможное количество тепла с минимальной скоростью.

Одной из наиболее важных аномалий воды, с которой связана ее уникальная растворяющая способность, является очень высокая диэлектрическая проницае-

мость. Эта величина, зависящая от поляризационных свойств вещества и характеризующая отношение силы взаимодействия заряженных частиц в вакууме к силе взаимодействия их в этом веществе, для воды при нормальных условиях составляет 80—81 (для сравнения: нефть 2,0—2,2, большинство газообразных диэлектриков до 1,015, жидкостей 10—15). Именно это свойство объясняет активное химическое взаимодействие воды с окружающей средой, растворение ею горных пород, результатом которого является широкое разнообразие ее химического состава.

Из всех жидкостей на Земле (за исключением ртути) вода обладает максимальным поверхностным натяжением, высокой способностью к прилипанию (адгезией) и смачиванию. Благодаря этим свойствам в капиллярах вода образует вогнутый (а не выпуклый, как, например, у ртути) мениск, кривизна которого, зависящая, в частности, от диаметра капиллярных пор, определяет высоту возможного поднятия воды в нем (от 0,5—1,2 м в песках до 6—12 м в глинах). Формирование капиллярной каймы над зеркалом глубоко залегающих грунтовых вод в засушливых регионах способствует питанию растений. Им же в значительной степени обусловлены процессы континентального засоления.

Вязкость чистой воды при 25°С и давлении 101,325 кПа составляет 1,002 мПа·с, при изменении температуры от 0 до 100°С она уменьшается более чем в 6 раз. Аномальной является зависимость вязкости воды от давления: при увеличении температуры от 0 до 20—30°С вязкость воды с повышением давления уменьшается и только потом начинает увеличиваться. Это свой-

ство воды имеет существенное значение в фильтрационных процессах, например, для формирования вертикальных перетоков через слабопроницаемые породы.

Изотопный состав воды. Состав изотопов кислорода и водорода в воде может быть самым различным. В естественных условиях Земли могут быть устойчивыми изотопы водорода ^1H (протий), ^2H или D (дейтерий), ^3H или T (тритий) и кислорода ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Обычную воду образуют протий и изотоп ^{16}O . Около 0,02% в природных водах может составлять так называемая тяжелая вода (D_2^{16}O), содержание которой несколько возрастает в процессе испарения. Внутри- и межмолекулярные связи, которые образует дейтерий, прочнее водородных, поэтому D_2^{16}O кипит при $101,4^\circ\text{C}$, замерзает при $3,8^\circ\text{C}$ и имеет температуру максимальной плотности $+11,2^\circ\text{C}$. Тяжелая вода губительно действует на живое вещество. Кроме дейтериевой в природных водах присутствует вода с тяжелым кислородом H_2^{18}O . Остальные изотопные модификации (H_2^{16}O , HD^{16}O , H_2^{17}O , HD^{17}O , HD^{18}O и др.) имеют экзотический характер. Тритиевая вода T_2O изучена мало. В естественных условиях тритий может образоваться в самых верхних слоях атмосферы при воздействии космического излучения на ядра кислорода, азота и некоторых других элементов. Однако начиная с 1945 г.— времени первых испытаний атомного оружия — в водах Земли стал обнаруживаться тритий, образовавшийся в результате этих взрывов. Поскольку период полураспада трития 12,26 года, в некоторых случаях «бомбовый» тритий можно использовать для определения возраста подземных вод, идентификации (с учетом полного исчезновения его в результате радиоактивного распада с глубиной) степени связи приповерхностных и глубоких водоносных горизонтов и т. д.

4.2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Физические свойства подземных вод являются важнейшими показателями качества, и их оценка необходима при любых гидрогеологических исследованиях. При перспективе хозяйственно-питьевого использования подземных вод оценка соответствия их существующим государственным стандартам является обязательной (см. гл. 14).

Мутность и прозрачность. Мутность воды обусловлена наличием взвешенных частиц величиной более 100 нм (10^{-7} м) и выражается их массой на единицу объема воды (мг/дм^3). Наличие взвесей является крайне редким для подземных вод, поэтому обычно для их оценки с этой точки зрения пользуются показателем «прозрачность», величина которого обратна мутности. При ориентировочной оценке прозрачность выражается предельной высотой столба воды (см) в градуированном цилиндре с плоским дном, при которой возможно чтение стандартного шрифта, расположенного на расстоянии 4 см от дна цилиндра, или виден

«крест» с толщиной линии 1 мм. Более точно оценка прозрачности (мг/дм^3) проводится фотометрически путем сравнения со стандартными эталонными суспензиями каолина. Вода, используемая для хозяйственно-питьевого водоснабжения, должна иметь прозрачность «по шрифту» не менее 30 см и «по кресту» не менее 300 см, по стандартной шкале — не более $1,5 \text{ мг/дм}^3$. Для визуального определения степени мутности или прозрачности воды употребляют термины: прозрачная, слабоопалесцирующая, опалесцирующая, слегка мутная, мутная и сильно мутная.

В области развития мерзлых пород, особенно весной и в начале лета, в периоды интенсивного таяния снега и льда характерно появление источников «опалесцирующих» вод. Опалесценция обусловлена наличием тонких взвесей и коллоидов гидроксидов алюминия и железа, кремнекислоты, органических веществ, т. е. частиц, имеющих размеры от 1 до 100 нм, генезис которых связан с процессами вымораживания. Коллоидные системы устойчивы, прозрачность их ничтожна, поэтому в них определяют мутность. Коллоидные частицы не отделяются обычным фильтрованием и не оседают. В природных условиях коагуляция коллоидов может вызываться изменением температуры, механическими воздействиями. При очистке подземных вод от коллоидов применяют введение электролитов с противоположным зарядом ионов.

Цветность. Подземные воды обычно бесцветны. Окраску от слабо-желтой до бурой придают воде гуминовые и фульвокислоты, а также их растворимые соли, в первую очередь гуматы и фульваты окисного железа. Зеленоватую или красноватую окраску имеют воды, обогащенные соответствующими микроорганизмами, например водорослями, зеленовато-голубую — закисным железом или сероводородом. Цветность определяют фотометрически в градусах цветности по шкале стандартных растворов (смесь бихромата калия и сульфата кобальта), имитирующих цвет природной воды. Цветность, обусловленная фульвокислотами, может достигать 3000°С и более.

Запах, вкус воды зависят от содержания в ней газов, минеральных и органических веществ (в том числе продуктов жизнедеятельности микроорганизмов) и могут быть как естественного, так и искусственного генезиса. Определение интенсивности запаха и вкуса проводится органолептически при температурах 20 и 60°С и оценивается по пятибалльной системе (0 — нет, 1 — очень слабая, 2 — слабая, 3 — заметная, 4 — отчетливая, 5 — очень сильная). Запах описывают в соответствии с ощущениями (гнилостный, землистый, хлорный и т. д.). Для вкуса существуют четыре основных определения: соленый, кислый, сладкий, горький. Все другие виды вкусовых ощущений называются привкусами и уточняют основные понятия, например металлический, содовый и др. Вкусовые качества воды, важные для ее использования в питьевых целях, определяют предельно допустимые концентрации некоторых элементов, нормируемые ГОСТом, несмотря на то что эти элементы не обладают выраженным токсическим действием. Например, при концентрации хлоридов натрия до 500 мг/л вода имеет сладковатый привкус, при содержании более

500 мг/л — солоноватый. При концентрации сульфатов более 500 мг/л появляется неприятный горьковатый привкус, и вода приобретает слабительные свойства, при концентрации железа более 0,3 мг/л появляется терпкий или чернильный привкус и т. д. Запах сероводорода (тухлых яиц) улавливается нашими органами чувств уже при концентрации его менее 1 мг/дм³. Гидрокарбонаты кальция и магния, а также свободная углекислота придадут воде приятный свежий привкус.

Температура подземных вод является одним из важнейших показателей генезиса и глубины их циркуляции. Диапазон изменения известных температур природных вод на Земле составляет около 400°: от —5° и ниже в районах развития многолетнемерзлых пород до 100° и более в гейзерах вулканических областей и до 350—370° в глубинных субаквальных источниках океанических впадин, например в так называемых сульфидных «черных курильщиках». Температура грунтовых вод в гумидной зоне обычно 3—10°, в аридной зоне до 12° и более. Артезианские воды могут достигать температуры 90—100° и более. Из множества классификаций подземных вод по температуре (Н. И. Толстухин, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинников, О. А. Алекин, Б. Ф. Маврицкий) приведем классификацию А. В. Щербакова (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Классификация подземных вод по температуре
(по Щербакову, 1979)

Балл	Температурные типы вод	Степень нагретости	Шкала температуры, °С	Физические и биохимические критерии температурных границ
1	Переохлажденные	Исключительно холодные	ниже 0	Переход в твердое состояние
2	Холодные	Весьма холодные	0—4	3,98 °С — температура максимальной плотности воды
3	»	Умеренно холодные	4—20	Единица вязкости (сантипуаз) определена при температуре 20° С
4	Термальные	Теплые	20—37	Температура человеческого тела — около 37 °С
5	То же	Горячие	37—50	Оптимальная температура для роста бактерий
6	»	Весьма горячие	50—100	Переход в парообразное состояние
7	Перегретые	Умеренно перегреты	100—200	Термометаморфизм (гидролиз карбонатов с выделением СО ₂ , генерация abiогенного Н ₂ S и др.)
8	То же	Весьма перегреты	200—375	Процессы углефикации органического вещества и углеводов

Температуру воды в поверхностных объектах гидрогеологических исследований подземных вод (источники, колодцы, колонки, неглубокие скважины, грязевые грифоны и др.) измеряют так

называемыми «ленивыми» термометрами, у которых шариковый резервуар обернут теплоизолирующим материалом, или родниковыми термометрами, имеющими вокруг шарикового резервуара специальную емкость, наполняющуюся исследуемой водой. Термометр должен находиться в контакте с водой не менее 5 мин. Температура в глубоких скважинах измеряется с помощью электротермометров и различных термоэлементов или гирляндой («косой») обычных термометров. Данные по распределению температур подземных вод в разрезе являются важным источником информации о градиентах температур в данном регионе, местонахождении и интенсивности водопритоков в скважинах и т. д., что широко используется в практике гидрогеологических исследований.

Плотность чистой воды при 25°C и давлении 101,325 кПа составляет $0,99797\text{ г/см}^3$, она меняется в зависимости от температуры, давления, количества растворенных, взвешенных веществ и газов. Плотность рассолов в Иркутском артезианском бассейне достигает $1,5\text{ г/см}^3$. Определение плотности воды всегда проводится при точно измеренной температуре (ориентировочно — с помощью ареометра, точно — весовым методом) и затем с помощью температурных коэффициентов для электролитов-аналогов пересчитывают на температуру воды в пласте.

Вязкость (внутреннее трение) имеет большое значение для процесса фильтрации, особенно в слабопроницаемых породах. Единицей динамической вязкости в системе СИ служит 1 паскаль/секунда ($1\text{ Па}\cdot\text{с}$) — вязкость такой среды, в которой при давлении сдвига 1 Па разность скоростей ламинарного движения жидкости на расстоянии 1 м составляет 1 м·с. В гидрогеологической литературе до последнего времени употреблялась единица вязкости 1 сантипуаз ($1\text{ сП} = 10^{-3}\text{ Па}\cdot\text{с}$), для которой эталоном являлась вязкость чистой воды при 20°C . При 0° чистая вода характеризуется вязкостью $1,79\cdot 10^{-3}\text{ Па}\cdot\text{с}$, при 100° — $0,28\cdot 10^{-3}\text{ Па}\cdot\text{с}$, т. е. меньше в 6 раз. Вязкость пара почти в 200 раз меньше, чем у воды. При одной и той же температуре рассолы характеризуются большей вязкостью, чем пресная вода. Исследования структуры и свойств воды обнаружили незакономерность изменения вязкости воды с повышением давления: в интервале температур $0\text{—}30^{\circ}\text{C}$ она несколько уменьшается, затем длительное время практически не изменяется и начинает увеличиваться, как и у всех жидкостей, лишь по достижении давления порядка 10^8 Па (1000 атм). Вязкость воды уменьшается с ростом температуры.

Существует также понятие кинематической вязкости (величина динамической вязкости, отнесенная к плотности), единицей измерения которой служит стокс ($1\text{ С} = 1\text{ см}^2/\text{с}$).

Электропроводность. Подземные воды в зависимости от содержания тех или иных количеств электролитов обладают различной электропроводностью. Она составляет от $3\cdot 10^{-5}$ до $3\cdot 10^{-3}\text{ Ом}\cdot\text{м}$ для пресных вод и возрастает до $5\cdot 10^{-3}$ — $1,2\cdot 10^0\text{ См}\cdot\text{м}$ в рассолах. На этом свойстве воды основан прин-

цип действия приборов для измерения степени минерализации воды — солемеров.

Радиоактивность подземных вод определяется содержанием в них растворенных соединений урана, радия, а также инертных газов: нерадиоактивного гелия и радона, являющегося эманацией радия. Единицей радиоактивности в системе СИ является *беккерель* (Бк) — активность нуклида 1 распад в 1 с. Радиоактивные свойства подземных вод по отношению к объему принято выражать в удельных единицах. В гидрогеологической литературе можно встретить различные, в том числе устаревшие, единицы радиоактивности: 1 эман/л = 0,28 ед. Махе = $1 \cdot 10^{-10}$ Кюри/л (кюри на литр) или 10 нКюри/л (нанокюри на литр) = 3,7 Бк/дм³. Подземные воды могут содержать значительные количества *радона* — от 1—30 в кислых магматических породах и иногда осадочных породах до 150 тыс. Бк/дм³ в зоне окисления урановых месторождений. Воды с содержанием радона 1—70 Бк/дм³ используются в бальнеологических целях.

Содержание *гелия* в подземных водах в последние годы стало объектом пристального изучения. Гелий, представляющий собой продукт распада радиоактивных элементов, непрерывно образуется в земной коре и мигрирует к поверхности по трещиноватым зонам. В процессе гелиевой съемки прекрасно маркируются разломы земной коры и узлы их пересечений, выявляются особенности строения фундамента и перекрывающих отложений. Гелий используется так же, как индикатор при поисках месторождений радиоактивных минералов.

Радиоактивность подземных вод, содержащих *уран* и *радий*, всегда связана с содержанием их в водовмещающих породах, поэтому максимальной радиоактивностью характеризуются воды кислых магматических пород, а наименьшей — осадочные породы, если они не содержат вторичных или переотложенных радиоактивных минералов. Употребление воды, содержащей радий, недопустимо, поскольку он накапливается в человеческом организме.

4.3. СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В подземных водах содержится множество веществ, различных по своей природе, состоянию (фазовому, агрегатному), химическому составу, физическим, физико-химическим и химическим свойствам и др.

Можно выделить две основные группы ингредиентов их вещественного состава: неживое, или «косное», по В. И. Вернадскому, и живое вещество.

Неживое вещество включает *минеральные*, в том числе радиоактивные, и *органические* вещества. Те и другие могут быть в различных агрегатных и фазовых состояниях, в частности в виде растворенного или свободного газа, и иметь различный *изотопный*

состав. Живое вещество в подземных водах представлено разнообразными микроорганизмами с присущими им типами метаболизма (обмена веществ), в состав которых входят специфические формы живой материи: белки, липиды, аминокислоты и др.

Как живое, так и неживое вещество состоит из одних и тех же химических *элементов*, количество которых в подземных водах чрезвычайно велико. Теоретически оно соответствует числу элементов таблицы Менделеева, обнаруженных в природе, и лишь несовершенство аналитических методов не позволяет обнаружить те из них, которые содержатся в подземных водах в ничтожных количествах. Практически же в подземных водах определяют до 70 элементов, из которых лишь небольшая часть присутствует в значительных количествах.

Кроме водорода и кислорода (как образующих воду, так и входящих в состав других соединений) основными элементами состава подземной гидросферы являются: 1) углерод, хлор, сера, азот, кремний, образующие главным образом анионы, а также газы и органические вещества; 2) натрий, кальций, магний, калий, реже железо, представляющие собой основу катионного состава подземных вод. Кроме них в подземных водах часто встречаются P, F, Br, B, I, Sr, Cu, As, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb, Ni, Co, Rb, Cs, Se, Cr, U, Ra, Li и др.

Основой элементного состава живого вещества являются те же C, O, H, N, S, P, в меньшей степени K, Ca, Na, Mg, Fe, Si. Некоторые микроорганизмы подземных вод могут аккумулировать в клетках, их оболочках и капсулах огромные количества Fe, S, Si, Ca, P.

Минеральные и органические вещества, поступающие в воду из горных пород, в процессе фильтрации многократно видоизменяются, вступают в химические реакции между собой и с веществами среды, выпадают в осадок, обогащаются газами или теряют их и т. д. Живое вещество потребляет из воды такие минеральные химические соединения, как сульфаты, оксид углерода, калий, натрий и другие, а также органические вещества, используя их как для синтеза биомассы, так и для обеспечения ее жизнедеятельности. В то же время живое вещество продуцирует и выделяет в воду *биогенные* минеральные вещества и газы: азот, аммоний, нитраты, нитриты, оксид углерода, сероводород, метан и другие, а также разнообразные органические соединения. Многие из перечисленных процессов сопровождаются минерало- и породообразованием.

Таким образом, в этом постоянном круговороте подземные воды являются системой, в которой живое и неживое вещества находятся в постоянном взаимодействии между собой и с окружающей средой.

Химический состав подземных вод

Основные понятия. Понятие „химический состав подземных вод” означает совокупность содержащихся растворенных минеральных и органических соединений за исключением тех, из которых состоит живое вещество.

Поразительно, что основой химического состава всего многообразия природных вод Земли (дождевых, речных, морских, океанических, подземных) является весьма ограниченный набор ионов.

Различия же, столь свойственные химическому составу вод Земли, определяются множеством сочетаний этих ионов и их абсолютным (масса) и относительным (%) содержанием.

Одно- и многоатомные ионы, входящие в этот набор, образованы преимущественно высококларковыми элементами, природные соединения которых в литосфере обладают наибольшей растворимостью. Это анионы: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , катионы: Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , а также кремнекислота H_4SiO_4 , которая присутствует в подземных водах преимущественно в молекулярной форме.

Перечисленные ионы, являющиеся типичными для большинства природных, в том числе подземных, вод и, как правило, преобладающие в их составе, называют *макрокомпонентами*.

Эти ионы составляют основу унифицированного стандартного комплекса анализов подземных вод (см. ниже). Их определение наряду с некоторыми показателями качества и физико-химического состояния является обязательным при любых гидрогеологических исследованиях.

В меньших количествах (обычно первые мг/дм^3) присутствуют в химическом составе воды, и редко являются преобладающими такие ионы, как NH_4^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NO_2^- , NO_3^- , H_3PO_4^- (иногда Br , I , F , Sr , Al), — их называют *мезокомпонентами*. И наконец, к *микрокомпонентам* относят ионы, присутствующие в водах в микроколичествах — обычно от единиц до сотен мкг/дм^3 — элементов: Pb , Zn , Cu , As , Sb , Sn , Ag , Mo , Co , Ba , радиоактивных (Ra , U , Rn , Th), а также Be , Se , Rb , Ni , Cs , Li , Mn , V и многих других.

Относительная условность приведенных понятий макро-, мезо- и микрокомпоненты очевидна.

Интегральными характеристиками общего количества вещества в подземных водах являются расчетные величины: минерализация (синонимы: общая или суммарная минерализация, степень минерализации) и сумма ионов, а также определяемый экспериментально сухой остаток.

Минерализация (г/дм^3 , мг/дм^3 , г/кг , мг/кг) — суммарная масса растворенных твердых минеральных веществ в единице объема или массы воды — вычисляется суммированием весовых количеств всех веществ, определенных при химическом анализе. Непосредственно ориентировочную величину минерализации можно определить по степени электропроводности раствора с по-

мощью специальных приборов (солемеров). Термин «минерализация» может употребляться и в более общем смысле с количественным выражением через одну из указанных ниже величин.

Сумма ионов — то же, но чаще в мольном (эквивалентном) выражении — вычисляется суммированием ммоль/дм³ (мг-экв/л) веществ, определенных при химическом анализе.

Сухой остаток — масса нелетучих (при 110 или 180°С) минеральных и органических соединений, отнесенная к единице объема или (для рассолов) массы воды — определяется взвешиванием осадка, полученного при выпаривании и последующем высушивании определенного объема воды. Величина сухого остатка используется для контроля химических анализов. Она может быть не равна величине минерализации за счет потерь при прокаливании летучих компонентов, образующихся при разложении HCO_3^- и CO_3^{2-} , а также органических соединений. Все нормативы ГОСТа на общее содержание растворенных в воде веществ ориентированы на величину сухого остатка. Поэтому при отсутствии экспериментальных данных определяют так называемый вычисленный сухой остаток, вычитая из величины минерализации половину содержания HCO_3^- -иона, поскольку в соответствии со стехиометрией реакции разложения HCO_3^- при прокаливании ($2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{CO}_2\uparrow + \text{H}_2\text{O}\uparrow$) отношение $\text{CO}_3^{2-} : 2\text{HCO}_3^- = 60 : 122 = 0,49$.

Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах — от первых единиц и десятков мг/дм³ в грунтовых водах кристаллических пород в гумидной зоне до сотен г/дм³ в рассолах. Как правило, наименьшую минерализацию имеют воды, содержащие самые слаборастворимые соединения — силикаты, карбонаты. Приращение минерализации подземных вод происходит за счет появления в их составе все более и более растворимых соединений (сульфатов, хлоридов), поэтому в определенных интервалах минерализации преобладают различные ионы (рис. 4.2): от 0,01 до 0,05 г/дм³ — H_4SiO_4 и Na^+ , от 0,05 до 0,6 — HCO_3^- (CO_3^{2-}) и Ca^{2+} , от 0,6 до 3,3 — SO_4^{2-} и Na^+ (Ca^{2+}), выше — Cl^- и Na^+ (Ca^{2+}).

Существует много классификаций подземных вод по величине минерализации (В. И. Вернадский, М. С. Гуревич, Н. И. Толстухин, И. К. Зайцев, А. В. Щербаков, Е. В. Пиннекер, О. А. Алекин и др.). В соответствии с ГОСТом природные воды по минерализации делятся на следующие группы (г/кг): пресные до 1; солоноватые 1—25; соленые 25—50; рассолы более 50.

В свою очередь в категории пресных могут быть выделены (в г/кг), например, по А. В. Щербакову, ультрапресные (менее 0,1), умеренно пресные (0,1—0,5) и нормально-пресные (0,5—1), а в категории рассолов, по Е. В. Пиннекеру, слабые (35—150), крепкие (150—320), весьма крепкие (320—500) и предельно насыщенные (более 500). Существуют и другие градации. Максимальной минерализацией, известной для подземных вод (до

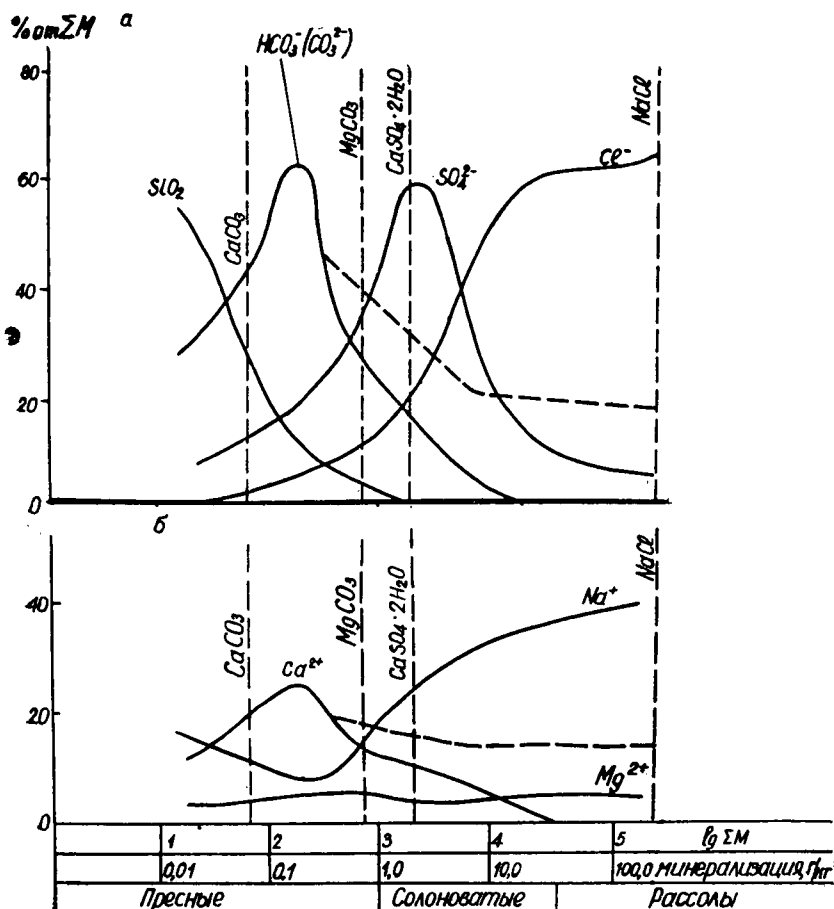


Рис. 4.2. Относительное содержание анионов (а) и катионов (б) в подземных водах различной минерализации (по М. Г. Валяшко, 1962). Пунктир — растворимость солей в дистиллированной воде

640 г/дм³), обладают рассолы Иркутского артезианского бассейна.

Для питья в соответствии с ГОСТом 2874—82 используются воды с сухим остатком до 1 г/дм³, однако в районах с недостатком пресной воды приходится использовать и минерализованные воды. Скот может пить воду с сухим остатком до 5 г/дм³ (лошади), 8 г/дм³ (верблюды), 12 г/дм³ (овцы).

Водородный показатель (рН) дает представление об общем щелочно-кислотном состоянии воды и, как и минерализа-

ция, является одной из ее важнейших интегральных характеристик. Несмотря на то что вода диссоциирует чрезвычайно слабо (из 55,56 моль, содержащихся в 1 дм³, диссоциирует всего лишь 10⁻⁷), значение этого явления для химии природных вод трудно переоценить. От щелочно-кислотного состояния воды зависят многие гидрохимические процессы: осаждение и растворение, миграционная способность, характер микрофлоры и т. д. *Водородный показатель* (рН) представляет собой десятичный логарифм концентрации (или активности — для вод с содержанием Н⁺ > 10⁻³ моль/дм³) водородных ионов, взятый с обратным знаком: рН = -lg[Н⁺].

Поскольку константа диссоциации воды при температуре 22°С составляет

$$K_{H_2O} = \frac{a_{H^+} \cdot a_{OH^-}}{a_{H_2O}} = 1,8 \cdot 10^{-16},$$

то произведение активностей продуктов диссоциации, так называемое ионное произведение воды K_w для 25°С выразится величиной $a_{H^+} \cdot a_{OH^-} = K_w = 1,8 \cdot 10^{-16} \cdot 55,56 = 1,008 \cdot 10^{-14}$.

При равенстве концентраций ионов водорода и гидроксид-ионов реакция среды должна быть нейтральной. Для 25°С это возможно при концентрации $[H^+] = [OH^-] = 1,008 \cdot 10^{-14} \approx \approx 10^{-7}$ моль/дм³, т. е. для нейтральной среды рН = 7,0. При большей концентрации ионов водорода, т. е. при рН < 7 (например, 10⁻⁵, рН 5), вода будет иметь кислую реакцию и соответственно при меньшей — щелочную.

Для более низких температур рН нейтральной среды «чистой» воды выше в соответствии с меньшей интенсивностью диссоциации, для более высоких — ниже (табл. 4.3). Возможность такого «температурного сдвига» рН нейтральной среды нужно учитывать для высоко- или, наоборот, низкотемпературных слабоминерализованных вод. Например, надмерзлотные воды с рН около 8,0 фактически являются нейтральными, а не слабощелочными.

Величины рН вместе с концентрацией определяют миграционные свойства многих металлов. Некоторые элементы образуют в воде несколько соединений, каждое из которых может существовать только в определенном диапазоне рН, для некоторых характерна и обратная связь, т. е. данное соединение само является «рН-задающим». Таковы, например, системы серы (H₂S, HS⁻, S²⁻), кремнекислоты, угольной кислоты (HCO₃⁻, CO₃²⁻, CO₂ св) (рис. 4.3).

Таблица 4.3
Зависимость величины рН нейтральной среды от температуры

t, °С	Ионное произведение	[H ⁺] = [OH ⁻] моль/дм ³	рН
0	1,139 · 10 ⁻¹⁵	3,38 · 10 ⁻⁸	7,972
25	1,008 · 10 ⁻¹⁴	1,0 · 10 ⁻⁷	7,000
50	5,474 · 10 ⁻¹⁴	2,339 · 10 ⁻⁷	6,631

Величины рН подземных вод изменяются в широком диапазоне — от 0 до 2—3,5 в ультракислых водах областей современного вулканизма до 9—12,5 в некоторых водах, связанных с ультраосновными породами, в содовых, сероводородсодержащих растворах.

Например, вода источника Белый Ключ на склоне вулкана Эбеко (Курильские острова) имеет $\text{pH} < 0$. Относительная масса иона водорода по отношению к сумме катионов в этой воде составляет 45%. Вода, вскрытая скважиной в амфиболитах и перидотитах в Боснии (Югославия), характеризуется величиной $\text{pH} 11,75$.

Обычные величины рН составляют: для грунтовых вод 6,4—7,5, для артезианских — 7,3—8,5. Для вод зоны гипергенеза Л. С. Шварцев выделяет четыре градации по щелочно-кислотным свойствам: сильноокислые ($\text{pH} < 3,0$), кислые и слабокислые ($\text{pH} 3,0—6,5$), нейтральные и слабощелочные ($\text{pH} 6,5—8,5$), сильнощелочные ($\text{pH} > 8,5$). В зависимости от температуры и степени минерализации границы градаций могут сдвигаться.

Питьевая вода должна иметь рН в пределах 6,0—9,0 (ГОСТ 2874—82).

Величины рН определяются в полевых условиях колориметрическими методами, в стационарных — с помощью потенциометров.

Окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) — E_h воды характеризует соотношение окисленных и вос-

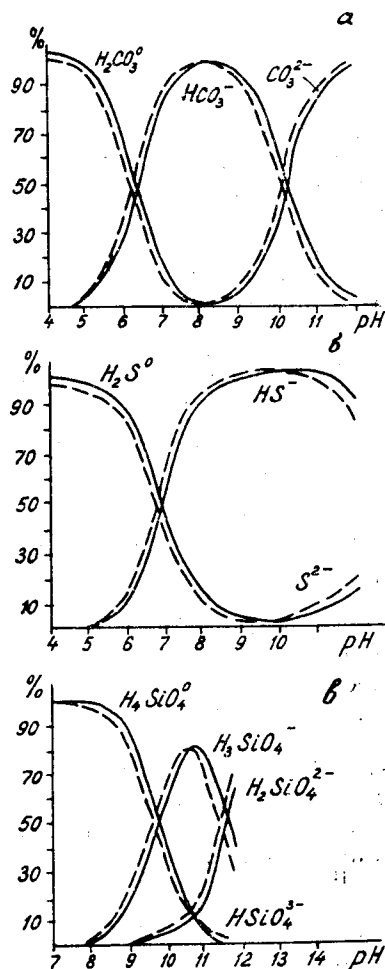


Рис. 4.3. Соотношение величин рН и форм химических соединений в системах равновесия: а — угольной кислоты, б — сероводорода, в — кремниевой кислоты. Расчетные данные для 25°C и значений ионной силы 0,001 (сплошная линия) и 0,1 (пунктир) — по С. Р. Крайнову, В. М. Швецу, 1987

становленных форм всех содержащихся в ней элементов переменной валентности и так же, как и две предыдущие, является важнейшей интегральной характеристикой состава воды. Из таких элементов для химического состава подземных вод наиболь-

шее значение имеют: сера ($-2, +2, +4, +6$), железо ($+2, +3$), азот ($-3, +3, +5$), марганец ($+2, +3, +4$), фосфор ($+3, +5$) и др.

Поскольку экспериментальное определение абсолютных величин потенциалов систем конкретных элементов чрезвычайно сложно, количественная оценка ОВП в каждом конкретном случае проводится относительно нормального (стандартного) потенциала. Последний представляет собой разность между потенциалами данной и стандартной (водородной системы) реакций. Величины его приводятся в справочниках. Таким образом, ОВП всегда величина относительная.

Величины ОВП систем элементов, замеренные в стандартных условиях и превышающие значение нормального потенциала, считаются положительными, меньшие — отрицательными. Это не означает, что в системах с положительными значениями ОВП происходит только окисление, а с отрицательными — только восстановление. Каждая из них может оказаться как окислительной, так и восстановительной в зависимости от того, по отношению к какой системе ее рассматривать.

Основными потенциалами задающими системами подземных вод являются системы кислорода, серы и в меньшей степени железа, азота, органических веществ.

Система кислорода задает положительные значения E_h от 0 до 0,45—0,7 В при содержании кислорода $n \cdot 10^{-3}$ моль/дм³. Системой серы, участвующей в анаэробных биохимических процессах, чаще задаются отрицательные (до $-0,4$ В) значения ОВП. Наличие сероводорода является признаком восстановительной обстановки. Система железа выдвигается на первый план при отсутствии первых двух, обычно в богатых органикой гумусового типа грунтовых водах, питающихся болотными. Критериями бессероводородной восстановительной обстановки являются отсутствие кислорода и наличие двухвалентного железа (сизо-зеленая окраска породы на участке выхода источника), окислительной — свободный кислород (бурая окраска, обусловленная гидроксидами железа).

Значения ОВП подземных вод изменяются в широком диапазоне — от $+0,7$ до $-0,5$ В. Поверхностные и грунтовые воды характеризуются величинами E_h от $+0,15$ до $+0,7$ В, подземные воды глубоких частей артезианских бассейнов — от 0 до $-0,5$ В. Низкие величины наблюдаются в водах нефтяных месторождений, минимальные (до $-0,6$ — $-0,7$ В) — в сильнощелочных рассолах в гипсах, максимальные (до $+0,86$ В при $pH < 2$) обнаружены в рудничных водах при активной деятельности железобактерий (данные Л. Г. Баас-Бекинга и др.).

Величины ОВП обычно уменьшаются с глубиной, но в некоторых условиях (участки разгрузки, болота) отрицательные величины ОВП наблюдаются и на дневной поверхности.

Важнейшее значение и наибольшую информативность в гидрогеохимии имеет совместная интерпретация данных по щелочно-кислотным и окислительно-восстановительным свойствам подземных вод. Большое распространение получили так называемые E_h — pH диаграммы, позволяющие получить наглядную картину

возможных равновесий и миграционных форм в системах элементов переменной валентности.

На рис. 4.4 показано положение различных типов природных вод в координатах pH — Eh .

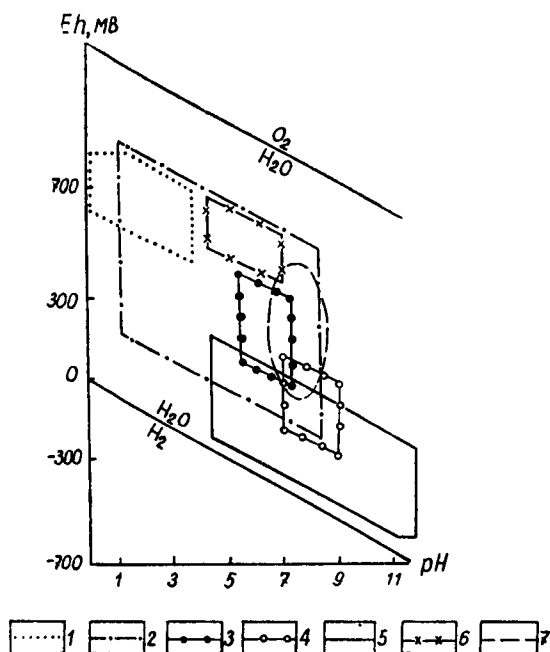


Рис. 4.4. Положение различных типов природных вод на Eh — pH диаграмме (С. В. Крайнов, В. М. Швец, 1980). Подземные воды: 1 — кислые термальные районов современного магматизма; 2 — грунтовые, в том числе воды зон окисления ($pH < 4$) и цементации ($pH > 6$) сульфидных месторождений; 3, 4 — минеральные (3 — углекислые, 4 — азотные термальные); 5 — рассолы артезианских бассейнов платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, в том числе связанные с галогенными формациями. Атмосферные воды: 6 — дождевые. Поверхностные воды: 7 — морские и океанические

Специфическими показателями качества воды являются жесткость и агрессивность.

Жесткость воды обусловлена наличием в ней соединений кальция и магния. Жесткая вода плохо мылится, образует накиль, непригодна для многих производств (сахарного, кожевенного). Различают пять видов жесткости: общую, карбонатную, некарбонатную, устранимую (временную), неустранимую (постоянную). Количественной мерой общей жесткости является

сумма миллиграмм-эквивалентов (в международных единицах — миллимолей) кальция и магния в единице объема (мг-экв/л или ммоль/дм³).

Карбонатная жесткость численно равна сумме ммоль HCO_3^- и CO_3^{2-} в 1 дм³, если эта сумма меньше общей жесткости, и приравнивается к величине общей жесткости, если сумма ммоль $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ больше ее.

Устранимая жесткость в отличие от карбонатной (расчетной) определяется экспериментально и представляет собой разность между содержанием соединений кальция и магния до и после длительного (1 ч) кипячения. Эта величина обычно на 1—1,5 ммоль/дм³ меньше карбонатной благодаря тому, что часть карбонатов кальция и магния остается в растворе, а из той части их, которая выпадает в осадок при кипячении, некоторое количество растворяется вновь.

Неустранимая и некарбонатная жесткость обусловлены наличием сульфатных, хлоридных или иных солей кальция и магния, а также их гидроксидов и определяются по величине разности между общей жесткостью и соответствующим ее видом.

По величине общей жесткости различают воды: очень мягкие (жесткость до 1,5 ммоль/дм³), мягкие (1,5—3), умеренно жесткие (3—5,4), жесткие (5,4—10,7) и очень жесткие воды (более 10,7 ммоль/дм³). Мягкими являются грунтовые воды Севера, воды, связанные с кристаллическими породами, дождевые. Повышенной жесткостью обладают воды известняков, доломитов и других карбонатных пород. Для питьевых целей используют подземные воды с жесткостью до 7 мг-экв/дм³.

Агрессивность — показатель способности воды к разрушению материалов (цемента, бетона, металлов), строительных сооружений. Различают несколько видов агрессивности: углекислотную, выщелачивания, общекислотную, сульфатную, а также вызывающую коррозию металлов.

Углекислотная агрессивность проявляется в разрушении карбоната кальция, входящего в состав бетона, под действием так называемой агрессивной, т. е. избыточной по сравнению с равновесной¹, части свободной угольной кислоты. Содержание $\text{CO}_2_{\text{агр}}$ растет с уменьшением pH природных вод (рис. 4.5). $\text{CO}_2_{\text{агр}}$ определяют по номограммам или экспериментально. В зависимости от содержания HCO_3^- -иона, минерализации, конструкции сооружения и гидродинамических параметров нормативами допускается различное содержание агрессивной углекислоты — от 8,3 до

¹ Равновесной называется часть свободной углекислоты, необходимая для существования в растворе определенных концентраций HCO_3^- -иона в обратной реакции растворения карбонатов: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$. Равновесные концентрации определяются расчетными и экспериментальными методами. И. Ю. Соколовым составлены таблицы концентрации $\text{CO}_2_{\text{агр}}$ в зависимости от HCO_3^- .

3 мг/дм³ в наиболее опасных условиях. Агрессивную углекислоту нейтрализуют методами стабилизации с помощью CaCO₃, Ca(OH)₂, Na₂CO₃.

Агрессивность выщелачивания характерна для вод с содержанием HCO₃⁻ меньшим, чем необходимо для равновесия с имеющимся количеством свободной углекислоты. Обычно эту величину определяет концентрация CO₂ в атмосфере или в почвенном воздухе. Вода будет растворять CaCO₃ и Ca(OH)₂ до тех пор пока не будет достигнуто произведение раст-

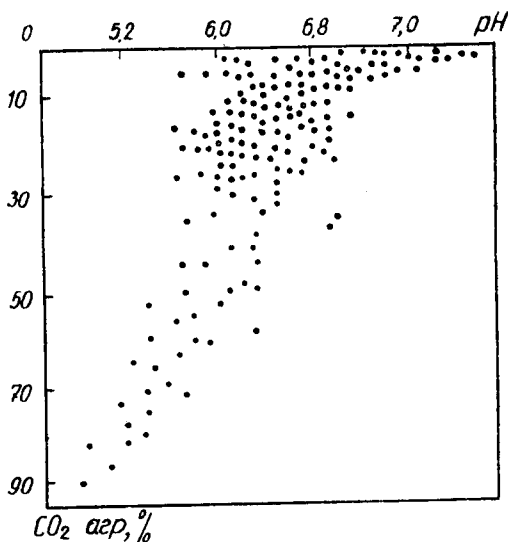


Рис. 4.5. Зависимость содержания CO₂ агр от pH (С. Р. Крайнов, В. М. Швец, 1987)

воримости последнего. Нормы агрессивности выщелачивания в выражении минимально допустимых концентраций HCO₃⁻ от 0,4 до 1,5 ммоль/дм³.

Общекислотная агрессивность свойственна водам при низких величинах pH. Ионы H⁺, нейтрализуя гидроксид-ионы, образующиеся при диссоциации Ca(OH)₂ цементного камня, способствуют его дальнейшему растворению. Поэтому допустимые значения pH воды, контактирующей с нормальным (некислотостойким) бетоном без специальных покрытий, не должны быть ниже 5,0—6,3.

Сульфатная агрессивность присуща водам с высоким (более 280 мг/дм³) содержанием сульфат-иона и обусловлена опасностью разрушения (вспучивания) несulfатостойких сортов бетона за счет образования сульфатных соединений большего объема (например, гидросульфаталюмината кальция, который называют «бетонной бациллой», или гипса — при содержании сульфатов более 1 г/дм³).

Магнезиальная агрессивность вызывается процессами катионного обмена Ca²⁺ бетона на Mg²⁺ воды, которые приводят к образованию в теле бетона рыхлого осадка гидроксида магния. Она наблюдается при содержании магния в водах более 750 мг/дм³. Степень сульфатной и магнезиальной агрессивности определяют экспериментально.

Агрессивность воды, являющаяся причиной *коррозии* металлов, и в первую очередь железа, имеет электрохимическую, хими-

ческую и биохимическую природу. Электрохимическая агрессивность вызывает разрушение (окисление) металла при образовании микротоков между этим металлом и электролитами воды или кислородом водяного пара, химическая связана с кислородом воды, а также с кислотами и щелочами в ее составе, биохимическая — с деятельностью железобактерий. Все виды этой агрессивности приводят к образованию ржавчины и разрушению сооружений, скважин и т. д.

Анализ воды и формы его выражения. Анализ начинается с отбора пробы, тщательность и правильность которого являются одним из необходимых условий получения достоверных результатов. Для обеспечения чистоты и максимальной сохранности природного состава разработаны специальные правила отбора, предварительной обработки, консервации и хранения проб. Анализ воды должен проводиться возможно быстрее (не позже трех суток) после отбора пробы. Если это невозможно, пробы консервируют. Хранение проб воды требует низкой температуры, замерзание не допускается.

Понятие «анализ воды» в гидрогеологии включает исследование ее физических, в частности органолептических, свойств, химического, в том числе газового, и бактериологического состава. Для характеристики химического состава воды применяется так называемый общий анализ, включающий определение стандартного комплекса характерных для подземных вод компонентов, показателей и физико-химических параметров, рассмотренных выше.

Набор определяемых компонентов и уровень требуемой точности их анализа, диктующий необходимость применения тех или других методик, определяются целями исследований. Наиболее употребительны три типовых комплекса аналитических определений: полный, сокращенный и полевой.

Полный анализ включает определение физических, в том числе органолептических, свойств (температура, прозрачность, масса взвесей, осадок при стоянии, цвет, запах, вкус и привкус, плотность, электропроводность), величин E_h и Ph , содержания ионов Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , F^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , Al^{3+} , молекул H_4SiO_4 , H_3BO_3 , газов H_2S , O_2 , CO_2 своб, величины окисляемости, сухого остатка. По данным анализа вычисляются жесткость общая, карбонатная, количество CO_2 агрессивной. Полный анализ проводится в стационарной лаборатории, применяются наиболее точные аналитические методики.

Сокращенный анализ включает те же позиции, за исключением Mg^{2+} , Na^+ и K^+ , которые определяются расчетом, а также окисляемости, E_h , Al^{3+} , H_2S , H_3BO_3 . Он может выполняться с помощью стандартных полевых гидрогеохимических лабораторий в экспедиционных условиях в специально оборудованном помещении. Применяется при массовом обследовании химического состава подземных вод региона.

Полевой анализ проводится с помощью специальных облегченных маршрутных лабораторий с полиэтиленовой посудой, позволяющих проводить ориентировочную оценку содержания основных шести макрокомпонентов, CO_3^{2+} , NO_3^- , NO_2^- , Fe^{2+} , CO_2 своб., H_2S , O_2 , а также pH и физических свойств непосредственно на источнике. Недостаточная («капельная») точность полевого анализа несколько компенсируется возможностью определения неустойчивых компонентов: HCO_3^- , CO_3^{2-} , O_2 , Fe^{2+} . Полевые методы применяются для получения предварительной характеристики химического состава подземных вод района, иногда позволяют выявлять аномалии и служат основанием для отбора проб на полный и сокращенный анализы.

Количество воды, отбираемой на анализ, зависит от его цели и требуемой точности, а также от степени минерализованности: чем меньше сухой остаток, тем больше нужно воды (табл. 4.4).

Т а б л и ц а 4.4
Количество воды, требуемое на общий анализ

Тип анализа	Сухой остаток, г/дм³		
	0,5	0,5—1,5	1,5
Полный	2,0	1,5	1,0
Сокращенный	1,5	1,0	0,5
Полевой	0,5	0,5	0,25

В комплекс массовых гидрогеохимических исследований входит также полуколичественный спектральный анализ сухого остатка подземных вод, дающий возможность ориентировочно определить состав и количество микрокомпонентов.

Указанные типы анализов предписаны соответствующими инструкциями и сопровождают практически все основные виды гидрогеологических работ: гидрогеологическую и комплексную съемки, исследования с целью оценки эксплуатационных запасов подземных вод и т. д. При гидрогеологических работах специального назначения они дополняются необходимыми определениями. Например, при оценке состава минеральных лечебных вод проводят анализы бальнеологически активных компонентов: радона, азота, брома, йода, гидросульфид-иона, органических веществ; при изучении подземных промышленных вод с целью использования их как сырья для добычи полезных ископаемых (брома, йода, бора) — анализы этих компонентов; при гидрогеохимических поисках рудных полиметаллических месторождений — анализ на соответствующие элементы: свинец, медь, цинк и др. При исследованиях возможности использования воды в технических целях определяют коагулируемость, коррозионные свойства, умягчаемость и т. д.

На методы анализа, применяемые при гидрогеологических исследованиях, существуют ГОСТы. Применяются различные методы аналитической химии: при полевом анализе — титриметрические, колориметрические, турбидиметрические; при сокращенном и полном, кроме того, инструментальные (фотометрия пламени, фотоколориметрия, спектрофотометрия, потенциометрия, радиометрия, хроматография и многие другие). В последнее время все больше распространение при полевых исследованиях получает применение передвижных гидрохимических лабораторий различного назначения и степени оснащенности, укомплектованных всем необходимым для производства анализа: посудой, приборами, реактивами, лабораторным оборудованием, а некоторые — насосными устройствами для отбора проб, газовыми баллонами и установками автономного электрообеспечения.

Формы выражения химического состава подземных вод. Количественную характеристику состава подземных вод принято давать в концентрационной форме и выражать количеством вещества, приходящегося на единицу объема или — для рассолов с высокой плотностью — массы природного раствора.

Для выражения результатов химических анализов обычно используются следующие 3 формы:

1) весовая: г/л, мг/л, г/кг, мг/кг; последняя — мг/кг — примерно соответствует принятой в зарубежной литературе единице ppm («parts per million» — частей на миллион);

2) эквивалентная (мг-экв/л, г-экв/л, мг-экв/кг, г-экв/кг) вычисляется делением массы вещества на его эквивалентную массу;

3) процент-эквивалентная (% экв) — доля (%) каждого иона в общей (принимаемой обычно за 100%) сумме мг-эквивалентов ионов одного знака (катионов или анионов)¹. Эта форма позво-

Таблица 4.5

Сопоставление традиционных и новых форм выражения химических анализов подземных вод

Традиционная	В международных единицах СИ
Весовая концентрация: г/л, мг/л, мкг/л	Массовая концентрация: г/дм ³ , мг/дм ³ , мкг/дм ³
Грамм (миллиграмм)-эквивалент: г-экв/л, мг-экв/л	Мольная концентрация: моль/дм ³ , ммоль/дм ³ , мкмоль/дм ³
Процент-эквивалент: % экв	Процент-моль: % моль

¹ В электронейтральном растворе суммы мг-экв анионов и катионов должны быть равны. Несовпадение их свидетельствует о погрешностях анализа.

ляет сравнивать химический состав подземных вод разной минерализации и оценивать относительную роль каждого иона в их составе.

В океанологии и гидрологии концентрацию воды часто выражают в промилле (‰), что означает тысячную долю от целого.

В связи с переходом на международную систему единиц (СИ) привычные для гидрогеологов обозначения должны быть изменены (табл. 4.5). Вместо терминов «вес» и «весовая концентрация» теперь следует употреблять термины «масса» и «массовая кон-

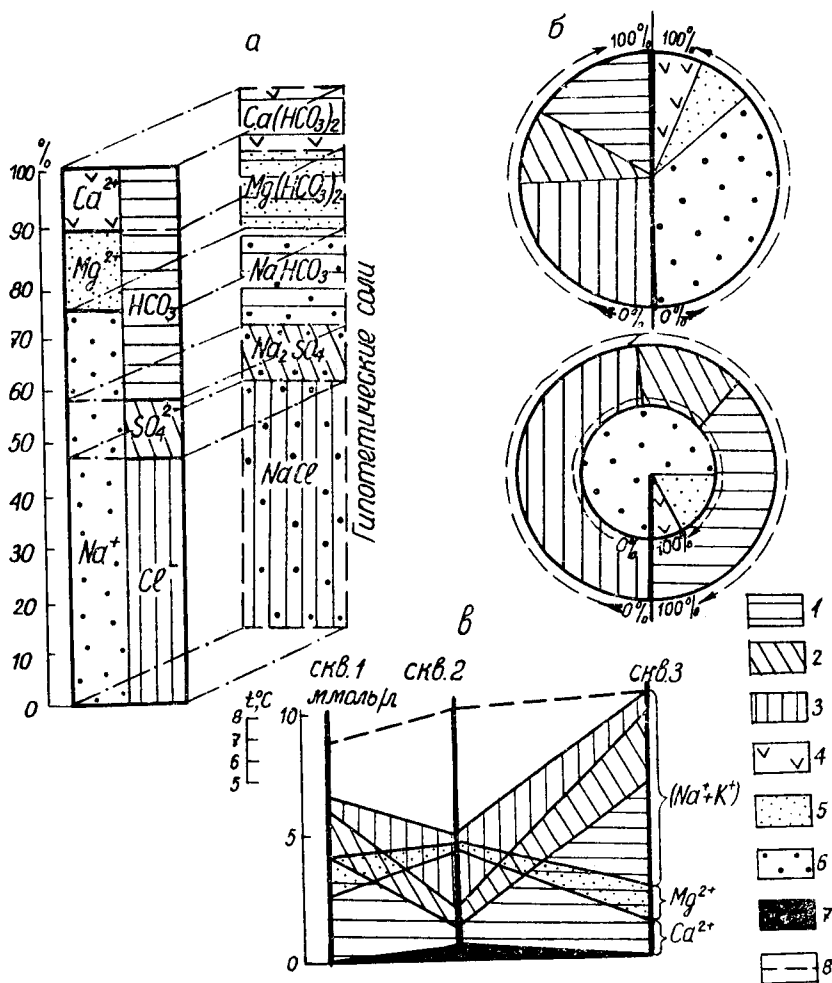


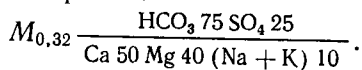
Рис. 4.6. Графические способы выражения химического состава воды: а — график-прямоугольник (пунктир — «гипотетические» соли); б — круги-диаграммы; в — гидрогеохимический профиль, по А. А. Бродскому: 1 — HCO_3^- ; 2 — SO_4^{2-} ; 3 — Cl^- ; 4 — Ca^{2+} ; 5 — Mg^{2+} ; 6 — $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$; 7 — NO_3^- ; 8 — $t^\circ\text{C}$

центрация». Объем рекомендуется выражать не в литрах, а в кубических дециметрах. За основную единицу количества вещества принят моль.

Процентная форма выражения анализов используется для их графического представления на гидрогеологических и гидрогеохимических картах, разрезах, графиках (рис. 4.6). В частности, в литературе встречается сейчас уже устаревшая, так называемая солевая форма выражения анализа в виде графика-прямоугольника (а). Ионы на нем нанесены в порядке уменьшения растворимости, пунктиром показаны «гипотетические соли». Однако в связи с тем что процессы формирования химического состава являются значительно более сложными, нежели простое растворение, с генетической точки зрения эта форма выражения анализов не вполне корректна. Круги-диаграммы или графики-круги (б, в) делятся пополам, слева (сверху вниз) пропорционально процентному содержанию откладываются анионы, справа — катионы. Минерализация представляется рядом; нередко ее отражают и в величине диаметра круга. Кроме указанных применяют различные графические изображения изменений химического состава в пространстве: в разрезе одной или нескольких (гидрохимический профиль, по А. А. Бродскому) скважин (г); в радиальных координатах; многочисленные диаграммы, имеющие целью дифференциацию состава вод в зависимости от их генезиса (например, диаграмма Сулина, Валяшко) и др.

Процент-мольная (% экв) форма выражения химических анализов воды, кроме того, широко используется для представления их результатов в специфической, применяемой только для анализа природных вод, краткой форме — так называемых формул химического состава.

Формула ионного состава представляет собой псевдодробь, в числителе которой в порядке убывания процент-эквивалентных концентраций указаны основные анионы, а в знаменателе — катионы. Обычно указывают лишь те ионы, концентрация которых превышает 10, иногда 20%. Перед дробью ставится прописная буква М (минерализация), индексированная справа внизу округленным до первого десятичного знака значением ее для данной воды (г/дм³). Например, состав воды источника из доломитизированных известняков карбона на Урале в этой форме выглядит следующим образом:



Лаконизм, информативность, удобство для работы, особенно при массовых количествах химических анализов, обусловили широкое применение ее в практике научно-исследовательских и производственных работ.

Формула ионного состава — это сокращенный вариант так называемой *формулы Курлова*, предложенной М. Г. Курловым еще в 1921 г. для компактного представления сведений о мине-

ральных водах и применяющейся до настоящего времени. Кроме ионного состава она включает сведения о газах, специфических компонентах и недиссоциированных молекулах (например, Br , I , H_4SiO_4) в составе воды. Эти данные в г/дм^3 проставляются перед величиной минерализации слева от псевдодробь. Сведения о рН, температуре $T(^{\circ}\text{C})$ и дебите D (л/сут) указываются справа от псевдодробь.

В качестве примера приводим формулу сероводородной воды Новая Мацеста из известняков верхнеюрского возраста на курорте Сочи:

$$\text{H}_2\text{S } 0,421 \text{ Br } 0,06 \text{ I } 0,06 \text{ M}_{26,0} \frac{\text{Cl } 97 \text{ HCO}_3 \text{ 2}}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 79 Ca } 14} \text{ T}_{34,5} \text{ ДС } 40.$$

Наименование химического состава воды включает 2 слова, которые определяют преобладающие анион и катион. Например, состав минеральной воды Новая Мацеста, приведенный выше, хлоридный натриевый. При значимом (обычно более 25% экв) содержании других анионов или катионов они вводятся в наименование состава в качестве уточнения, т. е. перед¹ преобладающим ионом. Например, состав воды источника на Среднем Урале в соответствии с приведенной выше формулой его ионного состава сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

Классификации подземных вод по химическому составу. До настоящего времени не существует универсальной, генетически обоснованной классификации состава подземных вод, учитывающей все многообразие его ингредиентов в различных формах и состояниях. Нет такой универсальной классификации и для химического состава подземных вод. В то же время в связи с необходимостью систематизации гидрогеохимических данных для оценки возможности практического использования подземных вод в хозяйственно-питьевых, лечебных, промышленных или иных целях, а также для исследования общих закономерностей их формирования разработано большое число различных (общих, региональных, прикладных) классификаций. Авторами их являются виднейшие ученые, работавшие в области гидрогеохимии: В. И. Вернадский, А. М. Овчинников, О. А. Алекин, Н. И. Толстихин, В. В. Иванов, В. А. Сулин, М. Г. Валяшко, К. Е. Питьева, В. С. Самарина и другие.

Среди общих классификаций подземных вод по химическому составу В. С. Самарина (1977) выделяет две крупные группы: «чисто химические» и «с элементами генетической основы».

¹ Следует заметить, что в гидрогеологической литературе весьма распространен «обратный» способ наименования состава, при котором преобладающий ион ставится на первое место, второй по значению — на второе и т. д. При этом анионы и катионы могут не разделяться. Состав воды источника на Среднем Урале в этом варианте именовался бы гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым или гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевым. В случаях неясностей с наименованием состава необходимо обращаться непосредственно к данным химических анализов.

К первой группе относятся классификации, базирующиеся на принципе «преобладающих ионов», для которых основным классификационным признаком является фактическое содержание компонентов состава без (или почти без) какой-либо генетической интерпретации. Примерами могут служить уже упоминавшиеся формулы Курлова и ионного состава, а также разнообразные графики-квадраты. Последние представляют собой сетку в координатах «анионы-катионы» (в различных сочетаниях), каждый элемент которой (класс) соответствует определенному соотношению между преобладающими ионами и имеет свой номер. Число классов определяется количеством возможных сочетаний ионов и составляет от 36 (А. А. Бродский) до 625 (О. С. Джикия).

Примером второй группы является классификация В. А. Сулина для нефтяных вод, в соответствии с которой типы химического состава выделяются не по фактическому преобладанию ионов, а по значениям специально вычисленных коэффициентов — соотношений ионов в мг-экв/дм³ (r). При этом наименования четырех основных химических типов воды не соответствуют фактическому химическому составу. К *сульфатно-натриевому* (I) и *гидрокарбонатно-натриевому* (II) химическим типам относятся воды со значениями коэффициента r ($\text{Na}—\text{Cl}$)/ $r\text{SO}_4$ соответственно меньше или больше единицы. Содержание натрия в этих водах превышает содержание хлора, что допускает возможность формирования сульфатных (I тип) или сульфатных и гидрокарбонатных (II тип) соединений натрия. Считается, что эти химические типы свойственны водам континентального генезиса.

Хлормagneзевый (III) и *хлоркальцевый* (IV) типы характеризуются соответственно меньшими или большими единицы значениями коэффициента r ($\text{Cl}—\text{Na}$)/ $r\text{Mg}$, при этом считается, что наличие в составе хлорида магния (III тип) свидетельствует о ее морском генезисе, а хлорида кальция (IV тип) — о метаморфизации состава, свойственной наиболее глубоким, в частности нефтяным, водам. В. А. Сулиным разработана графическая диаграмма, позволяющая учесть и множество дополнительных подтипов.

Классификация О. А. Алекина, разработанная для природных вод и применяемая к подземным, имеет промежуточный характер, поскольку вода относится к определенным классу и группе в соответствии с преобладающими анионом и катионом, а далее по коэффициентам — к одному из четырех (I—IV) генетических типов (рис. 4.7).

Существуют классификации вод с учетом газового состава и обстановок формирования (А. М. Овчинников), бальнеологических компонентов (В. А. Александров, В. В. Иванов и Г. А. Невраев) и многие другие.

Основные ингредиенты химического состава. В их совокупности рассматривают: 1) растворенные минеральные вещества, 2) органические вещества, 3) газы, 4) изотопы и в необходимых случаях 5) антропогенные компоненты-загрязнители. Учитывая,

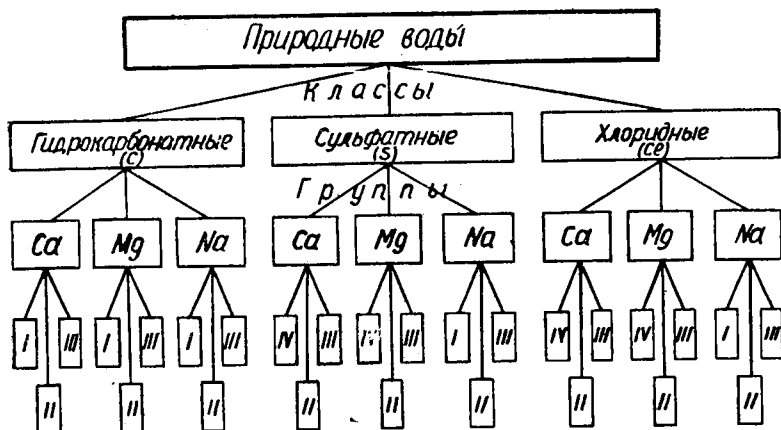


Рис. 4.7. Классификация природных вод по химическому составу
 О. А. Алекина. Типы химического состава (ммоль/дм³): I — $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; II — $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; III — $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; IV — $\text{HCO}_3^- = 0$ (кислые)

что вещества последних двух групп всегда относятся к одной из трех первых, отметим для себя некоторую некорректность такого разделения, сделанного для удобства изложения.

Растворенные минеральные вещества в первую очередь представлены макрокомпонентами состава подземных вод.

Хлор-ион преобладает в составе морских и океанических вод и, участвуя в процессах седиментации и галогенеза (солеобразования в лагунных условиях), является основным анионом седиментационных вод артезианских бассейнов и вод, формирующихся в результате растворения соляных толщ и засоленных пород. Он может поступать в воды с вулканическими эксгаляциями и при разрушении газово-жидких микровключений в магматических породах, содержащих хлоридные рассолы. Некоторое количество хлора содержится в атмосферных осадках, особенно вблизи морского и океанического побережья (эоловые процессы). Наконец, огромные количества хлора поступают в подземную гидросферу с бытовыми и промышленными стоками.

Высокая растворимость природных соединений хлора и его геохимическая «инертность» (он не сорбируется, не усваивается микроорганизмами, не окисляется и не восстанавливается), а также способность к разупорядочиванию структуры воды и понижению внутреннего структурного давления раствора обуславливают его прекрасные миграционные свойства и способность к накоплению в глубоких подземных рассолах.

Содержание хлора в подземных водах имеет наибольший для макрокомпонентов диапазон — от тысячных долей г/дм³ в грунтовых водах Севера до 340—360 г/дм³ в рассолах. В грунтовых

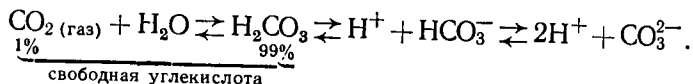
водах содержание хлора возрастает с севера на юг до 10—30 г/дм³ в аридной зоне. В разрезе содержание хлора, как правило, растет с глубиной.

По ГОСТу норма хлора в питьевой воде не более 0,35 г/дм³. Вода приобретает солоноватый привкус уже при содержании хлора 0,3 г/дм³.

Сульфат-ион поступает в подземные воды из сульфатсодержащих минералов пород: гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрита (CaSO_4), мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), глауберита ($[\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2]_4$) и других, при окислении сульфидных минералов, прежде всего различных сульфидов железа: марказита, гидротроиллита, пирита. Одним из источников сульфат-иона являются атмосферные осадки, поскольку при сжигании угля, всегда содержащего сульфиды, например, тепловыми электростанциями или при одновременных выбросах сернистого газа промышленными предприятиями в атмосфере фактически образуется серная кислота значительной концентрации («кислые дожди»). Аналогичные следствия могут иметь извержения вулканов. В отличие от хлора сульфат-ион активно участвует в биохимических циклах микроорганизмов, в процессе которых он может как поступать в подземные воды, так и выводиться из них (см. раздел 4.4). Химическое осаждение из подземных вод в общем случае определяется растворимостью его основных соединений, в частности гипса (около 2 г/дм³). Однако на эту величину сильно влияет присутствие других соединений как в сторону увеличения (например, NaCl — в 4 раза), так и в сторону уменьшения (MgSO_4 — в 4 раза).

Содержание сульфат-иона в подземных водах изменяется от первых мг/дм³ в грунтовых водах Севера до нескольких десятков г/дм³ в пластовых водах артезианских бассейнов, в зонах окисления сульфидных месторождений и в районах регионального развития сульфатных пород (северо-запад ЕТС). В глубоких частях артезианских бассейнов в зоне анаэробных биохимических процессов сульфатредукции и глубже сульфат-ион практически отсутствует. Содержание его в питьевых водах не должно превышать 500 мг/дм³.

Гидрокарбонат- и карбонат-ионы, свободная углекислота представляют собой так называемую систему компонентов карбонатного равновесия:



Равновесие определяется динамикой изменений количества углекислоты и парциального давления углекислого газа, температурой, давлением и др.

Компоненты карбонатной системы поступают в подземные воды при растворении — с участием углекислоты атмосферного, биохимического, термометаморфического генезиса — слабо растворимых карбонатных минералов кальцита (CaCO_3) и доломита

($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), широко распространенных в литосфере (известняки, доломиты, карбонатный цемент в песчаниках, глинах и др.). Растворимость CaCO_3 увеличивается с ростом парциального давления $p\text{CO}_2$ в системе. При близком к атмосферному $p\text{CO}_2$ условия для преобладания $\text{HCO}_3(\text{CO}_3)$ -ионов в составе подземных вод создаются тогда, когда в породах нет, или уже нет более растворимых минералов. Поэтому $\text{HCO}_3(\text{CO}_3)$ -ионы обычно являются основными компонентами состава пресных вод. Вторым крупным источником этих ионов является углекислота термометаморфического, биохимического, вулканического, атмосферного генезиса или связанная с промышленно-хозяйственной деятельностью человека. Кроме того, HCO_3 -ионы могут поступать в воды при гидролитическом разложении алюмосиликатных минералов (полевых шпатов, гидрослюд) с участием углекислоты. HCO_3 -ион является основным компонентом состава так называемых «содовых» вод, проблема генезиса которых обсуждается ниже (см. раздел 4.4).

Система компонентов карбонатного равновесия тесно связана со щелочно-кислотными условиями и нередко определяет их. На схеме распределения концентраций угольной кислоты при различных значениях pH (см. рис. 4.3) видно, что при pH 4—8,5 в воде сосуществуют H_2CO_3 и HCO_3^- , при pH 8,5—12,0 — HCO_3^- и CO_3^{2-} . Ион HCO_3 преобладает над остальными формами в интервале pH 6,5—10,0.

Если учесть, что диапазон pH для большинства природных вод составляет 6,2—8,2, то очевидно, что из компонентов карбонатной системы в подземных водах чаще других будет присутствовать HCO_3^- . В кислых водах преобладает свободная углекислота, в щелочных с pH > 10 (реально меньших из-за наличия других pH-задающих систем) — CO_3^{2-} . Щелочно-кислотные условия маломинерализованных вод, например грунтовых в гумидной зоне, часто задаются именно этой системой. Абсолютные количества HCO_3^- в них в связи с низкой растворимостью¹ его природных соединений невелики, они определяются парциальным давлением CO_2 атмосферного и биохимического генезиса и обычно не превышают 0,3—0,4 г/дм³. В водах артезианских бассейнов и в минеральных углекислых водах содержание HCO_3^- может достигать нескольких г/дм³. В связи с тем что ионы HCO_3 и CO_3 легко гидратируются и повышают внутреннее структурное давление раствора, миграция их на глубине затруднена.

Натрий-ион, как и хлор, в связи с высокой растворимостью его основных природных соединений, о которых уже говорилось, незначительным участием в биохимических процессах и слабыми гидратационными и сорбционными свойствами прекрасно мигрирует и накапливается в подземных водах, в том числе в рассо-

¹ Растворимость CaCO_3 в дистиллированной воде при нормальных условиях составляет 0,69 г/дм³. В реальных условиях по ряду причин эта величина практически никогда не достигается.

лах. Содержание его в подземных водах изменяется от нескольких миллиграммов до сотен грамм в 1 дм³ в глубоких водах.

Содержание натрия в питьевых водах не должно превышать 0,2 г/дм³. Существуют нормативы и для оросительных, технических и других вод.

Калий-ион в отличие от натрия активно участвует в биохимических процессах, легко сорбируется, быстро связывается в труднорастворимые соединения в коре выветривания, захватываясь кристаллической решеткой глинистых минералов. Поэтому, несмотря на очень высокую растворимость его минералов (KCl — 340, K₂CO₃ — 1117 г/дм³), содержание его, особенно в верхней части гидрогеологического разреза, незначительно. В рассолах его концентрации составляют десятки и даже сотни г/дм³.

Кальций-ион поступает в воды при растворении кальцита, доломита, гипса, гидrolитическом разрушении плагиоклазов, т. е. минералов с относительно слабой растворимостью. Он участвует в биохимических процессах и хорошо сорбируется. В связи с этим он может преобладать в катионном составе гидрокарбонатных подземных грунтовых вод при содержании до 0,4 г/дм³, в составе сульфатных грунтовых и артезианских вод при содержании нескольких граммов на 1 дм³. В хлоридных сверхкрепких так называемых «хлоркальциевых» рассолах в самых глубоких частях артезианских бассейнов (при наличии в них солевых толщ), в связи с тем что выпадение в осадок CaCl₂ возможно, лишь при концентрации 745 г/дм³ (NaCl — 360 г/дм³), которая не достигается нигде в гидросфере Земли, содержится до нескольких сотен г/дм³. Хлоркальциевые рассолы характеризуются максимальными известными для подземных вод величинами минерализации.

От массы растворенных в воде ионов кальция и магния зависит величина ее жесткости.

Магний-ион в подземных водах очень редко является преобладающим, он характеризуется довольно слабой миграционной способностью и практически не накапливается, несмотря на высокую растворимость его сульфатных и хлоридных соединений (MgSO₄ — 360, MgCl₂ — 558 г/дм³). Причинами этого являются его высокие сорбционные и гидратационные свойства, участие в биохимических процессах, а также в связи с малыми размерами возможность встраивания его с высокой энергетической «выгодой» в кристаллические решетки вторичных минералов и процессы доломитизации.

Природные карбонаты магния (доломит, магнезит) растворимы мало, в связи с чем магний наряду с кальцием может являться одним из основных компонентов состава слабоминерализованных грунтовых вод гидрокарбонатного состава. В рассолах содержание магния, как правило, не превышает нескольких десятков г/дм³.

Кремнекислота имеет существенное значение в химическом составе наименее минерализованных грунтовых вод Севера, термаль-

ных азотных и щелочных вод. Природные соединения группы кварца (кремнезем и др.) относятся к группе наименее растворимых: растворимость кварца при 25°С составляет всего 6,5 мг/дм³, аморфного кремнезема — немного более 100 мг/дм³. В природных условиях образование аморфного кремнезема наиболее активно происходит при разрушении алюмосиликатов и кварца, например, в слое сезонного промерзания-протаивания. Именно поэтому кремниевая кислота является одним из основных компонентов состава грунтовых вод Севера, надмерзлотных, верховодки, в которых содержание других компонентов ничтожно мало. При этом содержание H₄SiO₄ обычно не превышает 20—30 мг/дм³ (в пересчете на SiO₂).

Высокие содержания кремниевой кислоты (до 900 мг/дм³) наблюдаются в термальных водах, например в азотных термах гейзеров Камчатки, Новой Зеландии, так как растворимость силикатов растет с повышением температуры. Максимальные концентрации (до нескольких граммов на 1 дм³) обнаружены в высокощелочных (рН 11,0—12,0) водах, причем они могут быть и холодными.

Формы миграции кремниевой кислоты зависят от щелочно-кислотных условий. При низких и нейтральных значениях рН кремниевая кислота мигрирует преимущественно в молекулярной форме H₄SiO₄; с повышением рН в воде появляется ион H₃SiO₄⁻, при рН 10 отношение его концентрации к молекулярной форме составляет 3:2 (см. рис. 4.3). Кроме истинно растворенной кремниевой кислоты нередко мигрирует в коллоидной форме. Она участвует в биохимических процессах и используется как важный бальнеологический компонент, в частности, при кожных заболеваниях.

Изотопный состав элементов в подземных водах. Кроме рассмотренных выше изотопов кислорода и водорода воды наиболее существенное значение имеют природные стабильные изотопы серы (³²S, ³⁴S), углерода (¹²C, ¹³C), некоторые радиоактивные изотопы-индикаторы (³⁵S, ⁵¹Cl, ⁵⁹Fe, ¹³¹I), а также космогенный ¹⁴C. Стабильные изотопы используют для выяснения генезиса химического состава подземных вод, например, по более высокому содержанию ²H и ¹⁸O можно дифференцировать воды седиментационного генезиса и инфильтрационные. Радиоактивные изотопы урана также можно использовать в этих целях. Например, величина соотношения ²³⁴U : ²³⁸U различна для поверхностных речных (1,25), грунтовых (1,2—2,0) и глубоких, связанных с тектоническими разломами вод (3—10).

Важной является изотопная индикация генезиса серы.

По Г. А. Дубининой, соединения ее, образовавшиеся биохимическим путем, обеднены тяжелыми изотопами относительно стандарта, что позволяет достаточно четко идентифицировать генезис сероводорода и сульфатов в водах.

Оценка степени распада радиоактивных элементов используется для определения возраста подземных вод. Радиоуглеродный (по ¹⁴C) метод позволяет определить возраст воды в диапазоне до 30 тыс. лет, как уже говорилось, до 50 лет, однако, поскольку

^{14}C датирует возраст растворенных соединений, содержащих углерод (соли, газы, органические вещества), которые могут иметь отличную от самой воды геологическую «историю», результативность его недостаточна. Кроме указанных, в перспективе для определения возраста воды возможно использование ^{32}Si (период полураспада до 3000 лет), ^{36}Cl — до 1,5 млн лет.

Гидрогеохимия изотопов в последнее время интенсивно развивается. Рассматриваются возможности применения для гидрогеологических целей таких изотопов, как ^7Be , ^{10}Be , ^{22}Na , ^{31}Cg и др.

Органические вещества. Природное водорастворенное органическое вещество (ВРОВ) подземных вод представлено комплексом разнообразных соединений. Это различные углеводороды, в том числе ароматические: смолы, масла, сложные эфиры, кетоны, амины, гумусовые вещества, фенолы, карбоновые кислоты, а также углеводороды, белки, липиды и т. д. Весовое количество разнообразнейших по составу, строению и размерам молекул ВРОВ, содержащихся в подземных водах, обычно характеризуют величиной содержания их основного элемента — углерода $\text{C}_{\text{орг}}$.

Косвенной характеристикой содержания ВРОВ в подземных водах является величина *окисляемости*, под которой понимают содержание ВРОВ, способных окисляться кислородом. Она выражается в миллиграммах кислорода в 1 дм^3 и характеризуется названием реагента-окислителя: бихроматная, перманганатная и др. Наиболее полное окисление ВРОВ достигается сильным окислителем — бихроматом калия — в сернокислой среде и характеризует такой показатель, как химическое потребление кислорода (ХПК). 25—50% от суммы ВРОВ составляет так называемая «перманганатная» окисляемость, проще определяемая аналитически и поэтому чаще применяемая при массовом гидрогеохимическом опробовании.

Соотношение различных органических веществ в подземных водах и их количество зависят от их генезиса и условий залегания. Максимальное абсолютное содержание органических веществ (до $400 \text{ мг/дм}^3 \text{ C}_{\text{орг}}$ и более) наблюдается в подземных водах нефтяных и особенно газоконденсатных (более 3000 мг/дм^3) месторождений, причем они представлены преимущественно низкомолекулярными жирными кислотами (уксусной, муравьиной, масляной и др.). Для большинства же подземных вод, не связанных с нефтяными месторождениями, характерны низкие абсолютные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ — единицы и первые десятки миллиграммов в 1 дм^3 . В грунтовых водах преобладают гумусовые вещества, смолы, низкомолекулярные жирные кислоты. Содержание их в среднем составляет около 35 мг/дм^3 для гумидных областей и 25 мг/дм^3 для аридных.

Разнообразие ВРОВ обусловлено как составом органических веществ, поступающих из пород в воду без каких-либо преобразований, так и множеством разнообразных гидрогео- и гидробио-

химических процессов в системе «подземная вода—водовмещающая порода». Основные процессы трансформации состава ВРОВ связаны прежде всего с его окислением гетеротрофными (т. е. нуждающимися в органическом веществе для своей жизнедеятельности) микроорганизмами подземных вод, а в зоне высоких давлений и температур — с процессами его химического окисления элементами с переменной валентностью.

Газы. Подземные воды всегда содержат те или иные газы в растворенном состоянии. При изменении термобарических условий растворенный газ может выделиться в свободной форме, т. е. вода становится двухфазной системой. В этих случаях говорят о «воде, содержащей кроме растворенного свободный газ». Примером может служить «вскипание» воды при откачке или самоизливе газосодержащей минеральной воды, обусловленное переходом растворенного газа в свободное состояние в связи с резкой сменой давления при подъеме воды с глубины на поверхность.

Свободный (или спонтанный) газ выделяется в виде пузырьков различной величины, если общее давление растворенных в данной воде газов превышает атмосферное. Количественной характеристикой соотношения спонтанного и растворенного газа при данных давлении и температуре является его *растворимость* или, что то же, *поглощаемость*. Для сравнения и расчета смесей газов используют коэффициент растворимости α —объем газа, поглощаемый адекватным объемом жидкости и приведенный к 0°C и давлению 0,1 мПа. Значения растворимости основных газов подземных вод приведены в табл. 4.6. Они показывают, что наи-

Таблица 4.6

Растворимость газов в дистиллированной воде в зависимости от температуры (дм³/дм³)

t°, C	He·10 ³	N ₂	O ₂	CH ₄	Rn	CO ₂	H ₂ S
0	0,0094	0,0235	0,0489	0,0556	0,510	1,713	4,650
10	0,0091	0,0186	0,0380	0,0418	0,350	1,194	3,399
20	0,0088	0,0155	0,0310	0,0331	0,255	0,878	2,582
50	0,0080	0,0109	0,0209	0,0213	0,140	0,423	1,410

менее растворимыми являются гелий, неон, водород, а наиболее — углекислота и сероводород. Растворимость газов до температуры 80—90°C уменьшается, а затем начинает снова возрастать. При 0°C в одном объеме воды может растворяться до 4,6 объема сероводорода, но при температурах, свойственных, например, нефтяным или минеральным водам, — уже в 3—5 раз меньше.

Очень большое влияние на растворимость газов оказывает давление. Между этими величинами по закону Генри существует прямо пропорциональная зависимость. Растворимость газов значительно снижается с ростом минерализации.

Интегральное воздействие всех перечисленных факторов определяет состав и количество газов в гидрогеологическом разрезе. В зоне интенсивного водообмена преобладают азот и кислород при суммарном содержании их от 0,015 до 0,1 дм³/дм³, глубже кислород исчезает, а в водах помимо азота появляются сероводород, уголекислота. В самых глубоких частях разреза артезианских бассейнов преобладают метан и тяжелые углеводороды. Эта схема не является всеобъемлющей. Иногда биогенный сероводород может в значительных количествах присутствовать в грунтовых водах (Прибалтика, Кемери). В области генерации метаморфогенной уголекислоты, например, в районе Кавказских Минеральных Вод она вместе с разгружающимися подземными водами «пронизывает» весь разрез, а на юге Западно-Сибирского артезианского бассейна ею насыщены воды, залегающие непосредственно на фундаменте.

Кислород в количестве 0,2 дм³/дм³ обнаружен в рассолах Припятского бассейна на глубине нескольких тысяч метров. По гипотезе И. Ф. Вовка, его генезис здесь связан с процессами радиолиза воды. Радон является «азональным» газом как в плане, так и в разрезе. Как правило, распространение его в водах определяется положением в разрезе кислых изверженных пород, поэтому он встречается как в грунтовых, так и в глубоких водах.

Значение газов в гидрогеохимии чрезвычайно велико. Являясь прекрасными мигрантами, способными к активной диффузии, дифференциации по весу и «всплыванию», они могут в ряде случаев полностью определять гидрогеохимические условия. Так, системы кислорода и сероводорода являются потенциалзадающими и обуславливают соответственно окислительную или восстановительную обстановку в водоносном пласте. Уголекислота и сероводород являются компонентами важнейших для химического состава подземных вод систем равновесий: карбонатного и сульфатного.

Аргон применяют для определения возраста вод и пород. Гелий — инертный газ, обладающий прекрасными диффузионными свойствами и не образующий в земной коре самостоятельных газовых скоплений, — широко используется в качестве индикатора зон тектонических нарушений. Сероводород, азот, уголекислота, радон представляют собой активные лечебные вещества — основные бальнеологические компоненты соответствующих типов минеральных вод.

Живое вещество подземных вод

Огромная роль «живого вещества как геологической силы» и необходимость изучения состава тропо-, лито- и гидросфер Земли совместно с «проникающим» их живым веществом впервые были определены В. И. Вернадским в цикле его работ «Проблемы биогеохимии».

Живое вещество подземных вод представлено преимущественно микроорганизмами животного и растительного происхождения размером обычно не более 1 мкм, среди которых преобладают бактерии. Бактерия, как правило, состоит из одной клетки с твердой оболочкой и имеет более или менее постоянную форму: сферическую, палочковидную, извитую (рис. 4.8). Клетка на 75—85% состоит из воды.

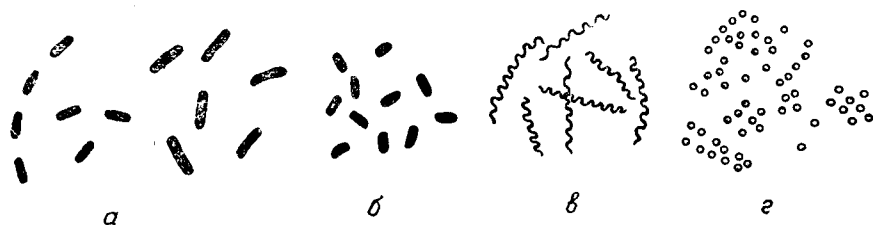


Рис. 4.8. Форма бактерий (П. Р. Таубе, А. Г. Баранова, 1983); а, б — палочковидная; в — извитая; г — сферическая (кокки)

Среди бактерий есть *аэробные* виды, которые могут существовать и развиваться только в присутствии кислорода, и *анаэробные* — развивающиеся в бескислородной среде. Существуют виды, способные развиваться при ограниченном доступе кислорода, так называемые *факультативные анаэробы*.

По способу получения энергии для осуществления обмена веществ все микроорганизмы делятся на две крупные группы: *фототрофы*, использующие энергию солнечной радиации, и *хемотрофы*, источником энергии для которых служат различные химические соединения. Микроорганизмы горных пород и почв, так называемые *литотрофы* в подавляющем большинстве являются хемотрофами.

По типу источника питания выделяют *гетеротрофы*, нуждающиеся в готовых органических веществах, и *автотрофы*, способные усваивать непосредственно из минеральных веществ углерод (из CO_2), водород (из воды), H_2S , NH_3 и др. Существуют также бактерии со смешанным типом питания.

Среди бактерий есть как подвижные, так и прикрепляющиеся к субстрату формы. Перемещение бактерий чаще всего осуществляется с помощью жгутиков, расположенных полярно или в различных частях клетки, а также (очень редко) ползанием. Размножаются бактерии обычно путем деления. Некоторые из бактерий в неблагоприятных условиях способны образовывать споры — покоящиеся формы клеток с сильно заторможенными процессами жизнедеятельности.

В изучении микрофлоры подземных вод существуют два исторически сложившихся направления, различных по задачам и содержанию исследований: 1) исследование естественной литотрофной микрофлоры; 2) санитарная оценка воды, используемой для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Литотрофная микрофлора в подземных водах исследуется с целью получения общего спектра микроорганизмов для прогноза возможных биохимических процессов, а также — по соответствующим конкретным видам бактерий — в связи с поисками нефтяных газовых и рудных месторождений.

Микроорганизмы различаются по способности существовать и развиваться в различных температурных условиях. Жизнедеятельная микрофлора обнаружена в криопэгах — переохлажденных рассолах Якутского артезианского бассейна, имеющих отрицательную температуру. Есть сведения о наличии бактерий в перегретых водах. Для каждого вида бактерий существует интервал температур, в пределах которого этот род может существовать. При крайних значениях температур бактерии существуют в угнетенном состоянии, а наибольшая активность их и размножение наблюдаются в пределах определенного температурного оптимума в центральной части интервала.

Наиболее распространенными и важными в гидрогеохимическом отношении группами литотрофных микроорганизмов являются: окисляющие соединения серы (тионовые, серобактерии), восстанавливающие соединения серы (сульфатредуцирующие), метанобразующие и углеводородокисляющие, нитрифицирующие и денитрифицирующие, железобактерии.

Санитарная оценка и контроль качества питьевых вод на наличие болезнетворных бактерий производятся санитарно-эпидемиологическими станциями. Наиболее распространенным и легко определяемым показателем бактериального загрязнения питьевой воды является *Escherichia coli* — кишечная палочка, которая часто сопутствует различным патогенным микроорганизмам.

Степень зараженности воды ею оценивается специальными показателями. Это так называемый *коли-титр* — объем воды в 1 мл, который приходится на одну кишечную палочку, а *коли-индекс* — количество кишечных палочек в 1 см³ воды. По ГОСТу 2874—82, определяющему, в том числе и санитарное, состояние питьевой воды, последняя должна содержать в 1 см³ не более 100 микроорганизмов и иметь коли-индекс не более 3. При возникновении эпидемических очагов санитарно-эпидемиологические станции проводят анализ питьевых вод на наличие возбудителей соответствующих заболеваний: сальмонеллез, холера и др.

Методика бактериологического анализа воды с целью оценки ее санитарного состояния также определена соответствующими ГОСТами. Обычно применяются методы «прямого счета» бактерий на мембранных фильтрах. При исследовании микрофлоры отбор проб производят в стерильную посуду.

4.4. ФАКТОРЫ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Химический состав подземных вод в каждой точке земной коры представляет собой результат сложного взаимодействия ком-

понентов вещественного состава данной гидрогеологической системы в каждый конкретный момент ее существования в естественном или нарушенном состоянии.

При исследовании условий формирования химического состава подземных вод следует различать конкретные виды взаимодействия компонентов вещественного состава системы (процессы) и причины (силы, поля, явления и др.), их вызывающие, — так называемые факторы. Гидрогеохимический *процесс* — это определенный вид физико-химического или иного взаимодействия компонентов вещественного состава подземных вод между собой и (или) с окружающей средой, результатом которого является изменение их химического состава и (или) свойств.

Фактор формирования химического состава подземных вод — это естественная или искусственная причина (сила, поле, явление, вещество и др.), определяющая возникновение, существование или изменение тех или иных гидрогеохимических процессов в данной гидрогеологической системе.

Химический состав подземных вод под влиянием комплекса постоянно действующих в данной гидрогеологической системе факторов и вызываемых ими процессов обычно находится в состоянии динамического физико-химического равновесия с окружающей средой.

Нарушение этого равновесия вызывается наложением каких-либо временно действующих факторов, изменяющих характер уже существующих процессов или определяющих возникновение новых.

Например, стационарный процесс растворения загипсованных известняков в зоне интенсивного водообмена в гумидных условиях обуславливает формирование сульфатно-гидрокарбонатных (HCO_3 55%, SO_4 30%) грунтовых вод с минерализацией в зависимости от времени года от 0,35 до 0,55 г/л. Выпадение ливневого дождя, обильное снеготаяние, паводок с питанием грунтовых вод речными (временные факторы) за счет разбавления снижают минерализацию до 0,2—0,28 г/л, а в случае смешения с речными водами в паводок изменяют состав на преимущественно гидрокарбонатный (HCO_3 до 85%).

Число факторов, определяющих химический состав подземных вод, чрезвычайно велико. Среди них выделяют следующие группы: 1) физико-химические — свойства воды в различных фазовых состояниях, водных растворов, химических элементов и соединений и т. д.; 2) физические — температура, давление, радиоактивность, магнетизм, гравитация и т. д.; 3) физико-географические — климат, особенно осадки и испарение, рельеф, гидрология и условия дренирования и т. д.; 4) геолого-гидрогеологические — структурно-геологическое строение, тектоника, магматизм и метаморфизм, фациальное строение разреза, минералогический состав пород, фильтрационные свойства пород, гидродинамические условия, палеогидрогеология и т. д.; 5) биологические — микрофлора и микрофауна; 6) антропогенные.

Комплекс основных факторов и процессов, характерных для рассматриваемой гидрогеологической системы и определяющих

ее гидрогеохимические характеристики и закономерности их изменений, принято называть *условиями формирования* химического состава подземных вод.

В настоящее время относительно глубоко исследована роль физико-географических, геолого-гидрогеологических, некоторых физических (температура, давление) факторов в формировании химического состава подземных вод в различных, в том числе глубоких, частях гидрогеологического разреза. За последнее время много сделано в области изучения физико-химических свойств воды и природных растворов, роли живого вещества в подземных водах. Относительно слабо изучено влияние физических полей Земли (электрического, гравитационного, магнитного).

При гидрогеохимических исследованиях, исходя из анализа результатов влияния различных факторов и процессов на химический состав подземных вод и значимости их воздействия на него, важно определить среди них главные и второстепенные, прямые и косвенные, действующие постоянно или временно, регионально или локально, что является необходимой основой для решения вопросов генезиса подземных вод, выявления региональных гидрогеохимических закономерностей, решения прикладных гидрогеохимических задач и т. д.

Влияние различных факторов на химический состав подземных вод выражается в возникновении (или наличии и последующем изменении) разнообразного, но в целом достаточно ограниченного круга одних и тех же гидрогеохимических процессов (растворение и выщелачивание, гидролиз, сорбция, диффузия, ионный обмен, осаждение и кристаллизация и др.). Характер этих процессов, их направленность и интенсивность зависят от конкретных особенностей каждой гидрогеологической системы.

Выделяют две основные группы процессов формирования химического состава подземных вод: гидрогеохимические и гидро-биохимические — с участием живого вещества.



Гидрогеохимические процессы

В комплексе гидрогеохимических процессов условно можно выделить: 1) процессы обмена веществом водовмещающей породы и окружающей среды с раствором, в том числе повышающие (растворение и выщелачивание, десорбция, гидролиз, комплексобразование и др.) и понижающие (осаждение и кристаллизация, высаливание, сорбция и др.) минерализацию подземных вод; 2) процессы качественного и количественного перераспределения вещества в самих природных растворах (конвективный и диффузионный массоперенос). Следует четко представлять себе сопряженность и взаимосвязь указанных процессов и возможность перехода одного в другой при достижении определенных химических или физико-химических констант (произведение растворимости, величина обменной емкости и т. д.).

Растворение и выщелачивание. Растворение в гидрогеохимии — процесс перевода в подземные воды из окружающей среды любого (минерального, органического, газов различного генезиса) вещества в ионной или молекулярной форме.

Предельно возможная концентрация вещества в растворе при нулевой разности химических потенциалов соответствует насыщению его при данных условиях. Эта величина называется растворимостью (для труднорастворимых веществ — произведением растворимости) и зависит кроме природы вещества от температуры, давления (слабо) и состава раствора. Например, при 10°C (близкую температуру имеют грунтовые воды средней полосы) и атмосферном давлении в 100 г воды растворяется NaCl 35,86 г, CaCO₃ 0,007, H₂ 0,502, CO₂ 0,232 г (Лурье, 1971). В 100 г воды при температуре 8,5°C растворяется CaSO₄·2H₂O 0,193 г, а в насыщенном растворе NaCl — уже 0,678 г.

Скорость растворения зависит от природы и минеральной формы вещества, давления, температуры, степени дисперсности, состава раствора и др. Однако определяется она скоростью самой медленной для данных условий реакции — так называемой лимитирующей скоростью. Чаще, говоря о растворении, имеют в виду процесс перевода в раствор твердого вещества горных пород. В этом случае различают *растворение* — полное разрушение кристаллической или аморфной структуры минералов и *выщелачивание* — комплекс процессов, приводящих к избирательному выводу из породы какого-либо, обычно наиболее растворимого в данных условиях, компонента. Например, при определенных условиях могут быть полностью растворены горные породы, состоящие из таких простых солей, как NaCl, KCl, Na₂SO₄, Na₂CO₃, CaSO₄·2H₂O, CaCO₃ и др. В то же время горные породы, содержащие эти соли в качестве примесей, будут постепенно *выщелачиваться* подземными водами. На первых этапах промывания горной породы из нее будут выноситься наиболее растворимые соединения — хлориды щелочных и щелочноземельных металлов, затем сульфаты и в последнюю очередь наименее растворимые — карбонаты и силикаты. При наличии факторов, стимулирующих растворение, труднорастворимые компоненты могут выщелачиваться наряду с легкорастворимыми. Например, поступление CO₂ (термометаморфического, биохимического или иного генезиса) способствует растворению кальцита в морских карбонатных породах наряду с сульфатами и хлоридами. В зависимости от степени промытости пород в этом случае могут формироваться воды HCO₃-SO₄-Cl, HCO₃-SO₄, SO₄-HCO₃, HCO₃ состава (таковы, например, кисловодские, железноводские, пятигорские нарзаны). В подобных случаях, когда известен реагент, усиливающий процесс, говорят об *углекислотном*, *сернокислотном выщелачивании* и др.

Компоненты состава подземных вод присутствуют в растворе как в виде простых частиц (ионов, молекул), так и в виде ассоциатов или комплексных соединений различной степени сложно-

сти. Например, в воде, содержащей сульфаты и карбонаты кальция и магния, кроме Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} будут присутствовать CaCO_3^0 , MgCO_3^0 , CaHCO_3^+ , MgHCO_3^+ , CaSO_4^0 , MgSO_4^0 . Особенно существенное значение для химического состава подземных вод имеют комплексы Fe и Al.

Комплексообразование стимулирует процесс растворения, поскольку в присутствии анионов и катионов, комплексующихся с компонентами растворяемого вещества, растворимость и скорость растворения последнего увеличиваются. В общем случае можно считать растворение функцией комплексообразования.

Выделение веществ из природных растворов в твердую фазу приводит к снижению их концентрации в растворе, изменению его состава и является причиной уменьшения порового пространства горных пород. Природа явлений, вызывающих выделение твердой фазы, может быть различна. Это прежде всего концентрирование природных растворов (вплоть до состояния насыщения) за счет дополнительного поступления вещества или вывода из системы растворителя — воды, а также несовместимость состава смешивающихся природных растворов.

Результаты концентрирования за счет поступления вещества наиболее ярко проявляются в растворах, содержащих относительно слаборастворимые соединения — карбонаты кальция и магния, сульфаты кальция, концентрация насыщения которыми природных вод может быть достигнута довольно быстро в процессе взаимодействия воды и соответствующей породы (известняка, доломита, гипса, ангидрита). Однако, как уже говорилось, в условиях стимуляции растворения за счет комплексообразования, поступления газов (например, CO_2 биохимического или иного генезиса), а также при изменении температуры и давления растворимость различных соединений существенно меняется и не соответствует таковой в дистиллированной воде. Соответственно изменяются и величины концентраций веществ, при которых начинается их кристаллизация.

Большая группа процессов выведения вещества из природных растворов в твердую фазу связана с концентрированием и перенасыщением растворов при удалении «растворителя», т. е. молекул воды. В природных условиях этот механизм может быть различен: испарение, вымораживание, гидролиз, транспирация (растениями) и др.

Испарение — один из важнейших процессов формирования химического состава грунтовых вод в аридных областях, где оно вызывает континентальное засоление. Для орошаемых площадей в этих районах характерен режим засоления — рассоления, причем, как правило, прогрессирует засоление. Гидрогеохимические следствия испарительных процессов определяются составом исходной воды. По модели Харди-Эгстера, которая основана на концепции химического разделения, предполагается, что при осаждении из раствора бинарной соли под влиянием испарения в растворе увеличивается содержание иона, присутствовавшего в

нем изначально в более высокой относительной концентрации, и снижается содержание иона, присутствовавшего в относительно меньшей концентрации. Исходя из этого, при испарении грунтовых вод, характеризующихся соотношением $(\text{ммоль}) \text{HCO}_3^- + 2\text{CO}_3^{2-} > 2\text{Ca}^{2+}$ по мере достижения произведения растворимости и осаждения кальцита, а также, возможно, сепиолита $\text{MgSi}_3\text{O}_6(\text{OH})_2$ и доломита, состав раствора должен трансформироваться в щелочной, гидрокарбонатный натриевый с более высокой, чем исходная, минерализацией. Таким образом образуются грунтовые воды содового состава.

Дальнейшая трансформация состава происходит за счет выпадения в осадок гипса. При этом, если концентрация кальция, оставшегося после осаждения кальцита, ниже, чем концентрация сульфат-иона, в составе раствора будут преобладать сульфаты и хлориды натрия и магния, если выше — рассол будет содержать хлориды натрия, кальция и магния. Так формируются широко распространенные гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые и магниевонатриевые воды с минерализацией до 10 г/л и более. При соотношении $\text{HCO}_3^- + 2\text{CO}_3^{2-} < 2\text{Ca}^{2+}$ раствор после осаждения кальцита трансформируется в почти нейтральный сульфатный и хлоридный более высокой минерализации с последующей еще большей его концентрацией.

Иной стадийностью характеризуется процесс испарения морских вод, так называемый *галогенез* — формирование галогенных осадков в процессе концентрирования рассолов под влиянием испарения в открытых бассейнах. Несмотря на то что галогенез — это процесс, происходящий на поверхности земли (в лагунах, соленых озерах, лиманах и др.), он представляет принципиальный интерес для гидрогеохимии, поскольку именно процессами палеогалогенеза и последующей метаморфизацией с большой долей вероятности может быть объяснен генезис состава глубокозалегающих высокоминерализованных подземных вод.

Галогенез характеризуется стадийностью, которая определяется растворимостью различных соединений. Например, в процессе концентрирования морской воды при достижении определенных величин минерализации ее последовательно выпадают в осадок карбонаты, гипс, галит, эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). При этом остаточный раствор все более концентрируется за счет солей со все более высокой растворимостью. На последней (так называемой эвтонической) стадии концентрирования морской воды рассол имеет хлоридный магниевый состав и минерализацию более 440 г/л.

Криогенное концентрирование (вымораживание) — процесс, характерный для подземных вод зоны развития мерзлоты, особенно в слое сезонного промерзания — протаивания. Менее заметны проявления его в немерзлотных районах при сезонном промерзании. Состав слабоминерализованных грунтовых вод тундровой и таежной зон часто определяется содержанием значительных количеств (до 60—80 мг/л и более) H_4SiO_4 в ис-

тинно растворенной и частично коллоидной форме. Генезис ее связан с процессами вымораживания вод и пород, которые способствуют переводу чрезвычайно труднорастворимых кристаллических форм SiO_2 в более растворимую — аморфную. Поэтому, в частности, содержание H_4SiO_4 в пробах, отобранных в начале лета, в период интенсивного таяния, существенно выше, чем в более поздних пробах. Совместное воздействие процессов испарения и вымораживания на состав природных растворов можно наблюдать на поверхностях многолетних наледей, где скапливается белый, желтоватый, сероватый порошкообразный налет солей — наименее растворимых в природных водах данного региона соединений (SiO_2 , CaCO_3 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Кроме того, при криогенном концентрировании раствора вместе с образованием льда происходит формирование твердой фазы тех соединений, произведение растворимости которых достигается при данной температуре. Из пресных вод выпадают в осадок силикаты и карбонаты кальция, затем магния, из соленых — сульфаты кальция и натрия. Таким образом, в растворе начинают преобладать гидрокарбонаты натрия (содовые подмерзлотные воды), сульфаты и хлориды магния и натрия, и он приобретает значительно более высокую, по сравнению с исходной, минерализацию.

Установлено, кроме того, что талая вода обладает более высокой растворяющей активностью.

Высаливание — процесс выведения компонента из раствора при смешении его с другим раствором, содержащим одноименный ион. Например, при смешении растворов, содержащих хлориды щелочных и щелочноземельных металлов, NaCl может выпадать в осадок при концентрации в растворе, значительно меньшей, чем концентрация его насыщения при данных температуре и давлении в дистиллированной воде. Таким образом, высаливание можно рассматривать как процесс, ускоряющий осаждение вещества из раствора.

Важным следствием рассмотренных, а также некоторых других процессов вывода веществ из подземных растворов является формирование в толще горных пород так называемых *геохимических барьеров* — участков концентрации тех или иных элементов, маркирующих зоны контакта между участками разреза с различными геохимическими и гидрогеохимическими условиями.

Сорбционные процессы термодинамически обусловлены стремлением системы к минимуму энергии свободной поверхности и выражаются в компенсации сорбируемыми из раствора компонентами ненасыщенных валентных связей твердой фазы с образованием нового вещества (хемосорбция) или с сохранением химической индивидуальности сорбента и сорбата (физическая сорбция). Для физической сорбции характерно установление динамического равновесия между процессами адсорбции и десорбции, так называемое сорбционное равновесие, которое при неизменных условиях (температура, давление, концентрация раствора) мо-

жет существовать сколь угодно долго. Хемосорбция в отличие от физической, как правило, необратима.

Масштабы сорбционных процессов кроме природы (заряда, радиуса иона и др.) вещества определяются величиной поверхности раздела фаз, поэтому наилучшими сорбционными свойствами характеризуются высокодисперсные породы, минеральные и органические коллоиды. Это прежде всего различные глинистые минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит и другие; свежеосажденные коллоидные осадки, например гидроокись железа, алюминия, гели кремниевой кислоты; органические коллоиды, главным образом гумус. Большинство указанных веществ характеризуются отрицательным зарядом частиц и, следовательно, сорбируют катионы. Сорбция анионов возможна, но изучена слабо. Известно, что сорбировать анионы могут некоторые глинистые минералы, апатит и другие фосфаты (при $t > 100^\circ$), полевые шпаты, слюды. Кроме того, в контакте с концентрированными хлоридными растворами глины могут иметь не отрицательный, а положительный заряд и сорбировать такие анионы, как В, I, F.

Сорбционная способность (или энергия поглощения) катионов тем выше, чем ниже их энергия гидратации. Поэтому по сорбционной способности катионы образуют следующие ряды (по К. К. Гедройцу): $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{H}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{K}^+$; $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Sr}^{2+} < \text{Ba}^{2+}$; $\text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+}$, а для разнозарядных катионов: $\text{Me}^+ < \text{Me}^{2+} < \text{Me}^{3+}$, т. е. чем меньше заряд катиона, тем хуже он сорбируется. Однако следует отметить, что существуют отклонения от указанной закономерности, связанные, по-видимому, с явлением селективности различных веществ к сорбции одного и того же катиона.

Сорбционные процессы могут оказывать существенное влияние на химический состав подземных вод, особенно связанных с высокодисперсными породами, снижая (сорбция) или увеличивая (десорбция) минерализацию и в некоторых случаях величину рН. Очевидно, что изменения в составе подземных вод под влиянием сорбции наиболее значительны в случаях нарушения существующего в системе «вода—порода» сорбционного равновесия (например, при изменении гидродинамических или гидрогеохимических условий) и затухают по мере насыщения сорбционной емкости породы.

Прогноз сорбционных процессов имеет важное значение при оценке возможностей «самоочищения» загрязненных подземных вод при фильтрации через высокодисперсные породы.

Ионный обмен — процесс, тесно связанный с сорбцией и обусловленный различием химических потенциалов ионов раствора и твердой фазы с адсорбированными ею ионами. Количество адсорбированных ионов (на поверхности и в межпакетных пространствах глинистых минералов), выраженное в мг-экв/100 г сухой породы или в % от веса сухого вещества, называют *емкостью поглощения*¹. В зависимости от качественного состава (энергии по-

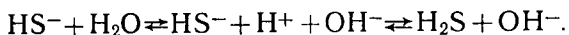
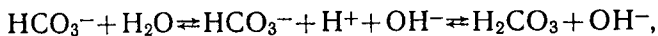
¹ Емкость поглощения глинистых минералов: монтмориллонит 80—150, гидрослюда 10—150, каолинит 3—15, галлуазит 10—50 мг-экв/100 г.

тлошения) адсорбированных ионов, величины емкости поглощения породы, а также от состава и концентрации компонентов раствора состав обменных ионов (так называемый поглощенный или ионообменный комплекс) одной и той же породы может быть различным. В общем случае реакции обмена идут самопроизвольно в сторону вытеснения ионов с низкой энергией поглощения ионами с более высокой энергией поглощения. Так, для катионов в соответствии с «рядами Гедройца» (см. выше) Al^{3+} раствора должен вытеснять адсорбированные Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} ; Ca^{2+} раствора — соответственно Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} ; Mg^{2+} раствора — K^{+} , Na^{+} . Таким образом, при инфильтрации пресных HCO_3-Ca вод в толщу засоленных глин возможен переход Na^{+} в раствор и формирование HCO_3-Na вод. Поглощенный комплекс глин при этом обогащается кальцием: $Ca^{2+} (p-p) + 2Na^{+} (п. к.) \rightleftharpoons 2Na^{+} (p-p) + Ca^{2+} (п. к.)$. Очевидно, что процессы ионного обмена должны быть наиболее развиты в самой верхней части гидрогеологического разреза, где ионообменная способность горных пород постоянно поддерживается и возобновляется благодаря процессам механического и химического выветривания, способствующим диспергации и коллоидообразованию. Кроме того, для этой зоны свободного водообмена характерны слабоминерализованные воды, концентрация компонентов в которых соизмерима с емкостью поглощения горных пород. Минералы глин в этих условиях несут отрицательный заряд, что стимулирует обмен катионов. Следует отметить, что именно для этой зоны на участках разгрузки, в болотных ландшафтах, в условиях промышленного загрязнения характерны процессы образования свежих коллоидных осадков, в первую очередь гидроокиси железа, алюминия, марганца, а в мерзлотных ландшафтах, кроме того, геля кремниевой кислоты. По С. Р. Крайнову, гидроокислы в щелочной среде сорбируют катионы, а в кислой — анионы и, следовательно, могут способствовать как анионному, так и катионному обмену.

В природных условиях процесс ионного обмена «в чистом виде» наблюдается сравнительно редко, обычно он сопряжен с другими (сорбционными, диффузионными, осмотическими и др.) процессами, характерными для слабопроницаемых пород.

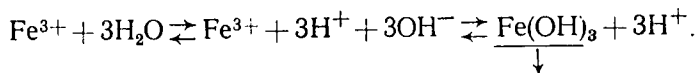
Гидролиз. Особенностью растворения некоторых природных минеральных соединений, и в частности таких широко распространенных, как силикаты, является формирование на растворяющейся поверхности пленки вторичных труднорастворимых соединений (так называемой *инконгруэнтной* оболочки), препятствующей дальнейшему растворению. Наиболее распространенным природным процессом, для которого это характерно, является гидролиз силикатных и алюмосиликатных минералов. Этот процесс имеет важнейшее значение для формирования коры выветривания кристаллических пород и состава трещинных вод горно-складчатых областей гидрогеологических массивов. Гидролиз — реакция между ионами H^{+} и OH^{-} воды и ионами (элементами, ассоциатами) растворяемого минерального вещества с образова-

нием слабодиссоциирующих соединений и изменением рН природных растворов. В системе, содержащей анионы слабых кислот (H_3SiO_4^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , HS^-) и катионы сильных оснований, идет гидролиз анионов со связыванием протона. Например:



рН раствора при этом повышается.

Гидролиз катионов происходит, если в растворе присутствуют анионы сильных кислот, элементы, образующие труднорастворимые гидроокиси, или катионы — сильные комплексообразователи (Fe^{3+} , Al^{3+}):



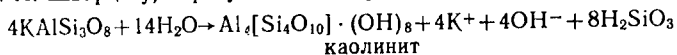
рН раствора понижается.

В природных условиях изолированные процессы гидролиза катионов и анионов наблюдаются чрезвычайно редко, поскольку природные растворы обычно многокомпонентны и содержат анионы как слабых, так и сильных оснований и различные катионы. Указанные выше реакции протекают одновременно, и рН раствора определяется в конечном счете соотношением констант диссоциации вновь образованных кислот и оснований.

Алюмосиликатные минералы в процессе гидролиза медленно разлагаются водой с образованием вторичных глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита и др.), причем по мере образования инконгруэнтной оболочки процесс постепенно затухает. В природных условиях в зоне гипергенеза дальнейшее растворение может происходить только при удалении оболочки механическим путем или в процессе сопряженных химических реакций.

В качестве типичного примера рассмотрим широко распространенный процесс гидролитического разложения алюмосиликатов в зоне гипергенеза при участии CO_2 биохимического или иного генезиса.

По С. Л. Шварцеву, образующийся по реакции типа



гидроксид-ион при постоянном поступлении CO_2 практически весь связывается в гидрокарбонат-ион по схеме: $\text{OH}^- + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^-$, т. е. происходит перевод в растворимую форму труднодиссоциирующих продуктов гидролиза. При этом подземные воды обогащаются кремнекислотой и HCO_3^- . рН растворов будет зависеть от соотношения интенсивности процессов гидролиза и генерации CO_2 .

В зоне метаморфизма, по Г. Ю. Валуконису и А. Е. Ходькову (1978), гидролизу с образованием гидроокислов металлов и кислот могут подвергаться карбонатные, сульфатные и даже хлоридные минералы.

Диффузия в гидрогеохимии — это процесс перераспределения вещества в природных растворах или в системе «вода—

порода» под влиянием градиента химического потенциала. Диффузия описывается законом Фика. При наличии в слоистой системе разности химических потенциалов какого-либо компонента (например, различие содержаний Cl^- в водоносных горизонтах I и II, разделенных глинистым прослоем) возникает направленный диффузионный поток из горизонта I с более высоким химическим потенциалом этого компонента к горизонту II с меньшим значением его через разделяющий слой глин.

В водоносных и слабопроницаемых отложениях, граничащих с галогенными толщами, также существуют градиенты химических потенциалов и, следовательно, диффузионные потоки. Приведенные схемы являются едва ли не самыми типичными примерами диффузионных процессов в природных гидрогеохимических системах. Некоторые исследователи (С. И. Смирнов и др.) считают диффузию определяющим процессом в формировании состава глубоких высокоминерализованных вод, генетически связывая их с древними галогенными толщами.

В гидрогеохимической литературе часто встречается термин «диффузионное выщелачивание», под которым понимают диффузию компонента из поровых растворов глинистых пород под влиянием градиента концентраций. Диффузионное выщелачивание глин возможно в тех случаях, когда градиент концентраций обусловлен меньшим содержанием компонента в конвективном потоке, т. е. в водоносном горизонте, контактирующем с глинами, или в макропорах¹ самих глин. Таким образом, за счет диффузии может происходить рассоление глин с изменением состава их поглощенного комплекса. Возможен и обратный процесс — диффузионное засоление глин, характерное для аридных областей.

В природных условиях диффузия обычно является составной частью сложного комплекса гидрогеохимических процессов в слабопроницаемых породах, зависящих также от особенностей гидродинамических условий (соотношения фильтрации и диффузии) при перетекании (питании через глины) или затрудненной разгрузке.

Для оценки относительной роли конвективной и диффузионной составляющих потока применяют число Пекле (Pe):

$$\text{Pe} = \frac{Vl}{D},$$

где V — скорость фильтрации, см/с; l — расстояние, см; D — коэффициент диффузии, характеризующий способность вещества к проникновению диффузионным путем в иную неподвижную среду и представляющий собой физическую константу, см²/с.

¹ В случае массопереноса в глинах по модели «двойной скважности» считают, что в тупиковых микропорах идет процесс диффузии, а в сообщающихся между собой макропорах — конвективный (диффузионно-конвективный) перенос вещества.

Считают, что при $Re < 0,05$ распределение компонента в системе определяется только молекулярной диффузией, при $Re > 10$ — только конвекцией. Промежуточные значения характеризуют конвективно-диффузионный перенос.

Очевидно, что формирование химического состава подземных вод главным образом под влиянием диффузионных процессов характерно для участков гидрогеологического разреза, характеризующихся малыми скоростями движения подземных вод (зона затрудненного водообмена, глинистые участки разреза, терригенно-галогеенные формации).

Гидробиохимические процессы

Процессы с участием живого вещества в подземных водах изучены недостаточно, хотя очевидно, что активная жизнедеятельность микроорганизмов в подземных водах — один из важнейших факторов формирования их химического состава. В настоящее время установлена большая роль живого вещества в общем круговороте химических элементов, особенно углерода, азота, железа, серы, фосфора, кремния, калия. Живые организмы, в том числе микроорганизмы, и растения в цикле своего развития (в процессе фото- и хемосинтеза) синтезируют из минеральных веществ органические. Последние при разрушении и отмирании живого вещества снова минерализуются, что также происходит с участием микроорганизмов. Поскольку все эти процессы принципиально возможны только в присутствии воды, в гидросфере они распространены практически всюду, где термобарические и концентрационные условия допускают существование и развития живого вещества. Энергию, необходимую для жизнедеятельности, микроорганизмы получают в процессе переноса электронов от веществ с большей электроотрицательностью к веществам с меньшими величинами ее при активном участии ферментов, различных для разных видов бактерий. Ферменты катализируют эти реакции, облегчая возможность химического контакта (переноса электрона) между ними. С помощью своей ферментативной системы микроорганизмы способны во много раз ускорять окислительно-восстановительные реакции в системе «вода—порода». Кроме того, непосредственное воздействие на геологическую среду вообще и на формирование химического состава подземных вод в частности оказывают продукты жизнедеятельности живого вещества, особенно такие химически активные, как CO_2 , H_2S , H_2 , O_2 и др.

Наиболее важными биохимическими процессами в подземных водах являются биогенная генерация CO_2 , сульфотификация и сульфатредукция, нитрификация и денитрификация, метанообразование, водородредукция.

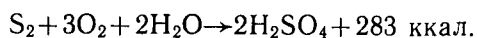
Биогенная генерация CO_2 — наиболее широко распространенный биохимический процесс, непосредственно влияющий на химический состав подземных вод. При любом изменении со-

держания CO_2 — потреблении (или выделении) его живым веществом — происходит сдвиг равновесия реакций протонирования и соответственно уменьшается (или увеличивается) содержание H^+ и HCO_3^- , т. е. происходит подщелачивание (или подкисление) природного раствора. При этом создаются условия для выпадения CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в осадок или, наоборот, для их растворения. Именно с этими процессами, как правило, связана кальцитизация по трещинам, столь характерная для обогащенных органическим веществом сред: каустобиолитов, битуминозных терригенных и морских пород, зон контактов с нефтегазовыми залежами в условиях затрудненного водообмена.

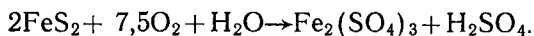
Процессы генерации больших количеств CO_2 широко развиты при микробиологическом разрушении органических веществ нефтяного ряда при наличии условий для развития аэробной флоры (метан- или пропанокисляющих бактерий).

Важное значение в формировании геохимических и гидрогеохимических условий имеют *сульфофикация*, т. е. окисление элементарной и восстановленной форм серы до SO_4^{2-} тионовыми, пурпурными и серобактериями (аэробными и анаэробными), и *сульфатредукция* — восстановление элементарной и окисленной форм серы до H_2S бактериями рода *Desulfovebri* и др. Эти процессы представляют собой важнейшие этапы круговорота серы в природе.

Процесс *сульфофикации* серобактериями характерен для аэробных условий. Он происходит по схеме



Образующаяся на промежуточном этапе сера накапливается в клетках серобактерий и затем окисляется до серной кислоты. При наличии в системе кальция возможно продуцирование гипса. Микроорганизмы из рода *Thiobacillus* не накапливают серу в клетках, в остальном процесс идет аналогично рассмотренному с образованием агрессивных по отношению к восстановленной сере соединений. Например, при жизнедеятельности *Th. ferrooxidans* образуется сульфат окиси железа, который в свою очередь является сильным окислителем сульфидов:



Данный процесс широко распространен в районах сульфидных месторождений. Н. Н. Ляликовой установлено, что он ускоряет окисление сульфидов в 10—30 раз. При этом происходит концентрирование металлов в растворимой форме в кислых рудничных водах — явление, уже использующееся для извлечения металлов из бедных руд в промышленных целях.

В процессе сульфофикации понижается pH природных растворов, в них возрастает содержание SO_4^{2-} . Кроме того, образующаяся H_2SO_4 агрессивно воздействует на карбонатные, силикатные,

алюмосиликатные породы, способствуя их разложению и растворению, обогащению подземных вод углекислотой, сульфатом окиси железа, органическими кислотами и др.

Процесс сульфатредукции возможен лишь в анаэробных условиях и заключается в восстановлении окисленных форм серы (SO_4^{2-}) до H_2S анаэробными сульфатредуцирующими бактериями. Известно, что чисто химическое разложение сульфатов под влиянием температуры и давления в пределах доступной изучению части разреза литосферы из-за очень высокой энергии связи кислорода и серы в ионе SO_4^{2-} может происходить лишь в высокотемпературных условиях (большие глубины, районы современного вулканизма). Однако сульфатредуцирующие бактерии с помощью ферментов способны разорвать эту связь, используя для этого энергию окисления водорода или органического вещества.

Процесс может идти при температурах от 0—2 до 70—80°C и имеет важнейшее значение для формирования химического состава подземных пластовых вод артезианских платформенных и межгорных бассейнов.

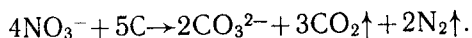
Сульфатредукция обуславливает сразу несколько гидрогеохимических следствий: генерируются значительные количества (от первых миллиграммов до 1—4 г/л) сероводорода — одного из важнейших потенциалзадающих веществ, создаются восстановительные условия (E_h до 300 мВ и менее), выпадают в осадок в виде сульфидов Fe, Cu, Pb и др.

Кроме того, выделяется значительное, вплоть до пересыщения, количество углекислоты, которая при наличии в водах Ca^{2+} и Mg^{2+} стимулирует осаждение карбонатов этих элементов. За счет редукции сульфатов и осаждения карбонатов кальция и магния могут происходить существенное снижение минерализации подземных вод и смена доминирующих ионов.

Например, в том случае, когда в зону развития сульфатредуцирующих бактерий поступают воды SO_4 -Ca состава с минерализацией 2—3 г/л и более, на конечном этапе процесса сульфатредукции могут сформироваться воды HCO_3 -Na состава с минерализацией 1—1,5 г/л. Таков, возможно, генезис содовых вод пониженной минерализации в инверсионном гидрогеохимическом разрезе некоторых артезианских бассейнов.

Процесс *нитрификации* происходит в почвенных водах и является важнейшим этапом образования нитратов, необходимых растениям, в круговороте азота.

Процесс *денитрификации* характерен для восстановительных условий (например, глубоких частей артезианских структур) и заключается в восстановлении бактериями нитратов с помощью ферментов через нитриты, гидроксиламин и закись азота до свободного азота:



Донором электронов является органическое вещество, акцептором — кислород нитратов. Как показывает схема, одновременно синтезируются значительные количества углекислоты.

Для глубоких частей платформенных и межгорных артезианских структур характерен также процесс *метанообразования*, осуществляемый метанобразующими бактериями за счет разложения жирных кислот, а также водорода и углекислоты.

И наконец, следует подчеркнуть особую роль биохимических процессов в подземных водах, заключающуюся в стимуляции и ускорении процессов комплексообразования, которые, как показали исследования последних лет, широко распространены в природе. С участием микроорганизмов происходит разложение труднорастворимых органических соединений и перевод их в раствор в форме различных органических кислот (гуминовой, яблочной, щавелевой, винной и др.), образующих относительно хорошо растворимые устойчивые комплексы со многими металлами (Fe, Al, Zn, Pb и др.).

В настоящее время изучение биохимических процессов в подземных водах становится необходимой составной частью гидрогеохимии.

Глава 5

ДИНАМИКА И РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Энциклопедия определяет термин «*фильтрация*» как *движение жидкости в пористой среде*. Движение подземных вод происходит не только в пористых, но и в трещиноватых породах, а также в средах с более сложной геометрией свободного («фильтрующего») пространства (см. гл. 3). Кроме того, в связи с многообразием видов воды в горных породах возможны различные виды ее движения и различные энергетические силы, определяющие такое движение (движение молекул парообразной воды, движение воды под действием сил поверхностного натяжения, диффузия и др.). В связи с этим в гидрогеологии под термином «*фильтрация подземных вод*» понимается *движение свободной гравитационной воды*, происходящее под действием силы тяжести или градиента давления (при условии полного насыщения свободного пространства водой). Во многих случаях фильтрация подземных вод не может быть оторвана от других видов движения воды, существующих в подземной гидросфере планеты. В соответствии с этим в последнее время широко используется (В. М. Шестаков) термин «*геофильтрация*» (фильтрация в геологической среде), который объединяет все виды движения воды в горных породах.

5.1. ФИЛЬТРАЦИОННЫЙ ПОТОК

Если рассматривать движение подземных вод через поперечное сечение любого элемента подземной гидросферы, то в реальных условиях движение свободной (гравитационной) воды формируется по системе взаимосвязанных пустот в минеральном скелете горной породы за вычетом части сечения этих пустот, занятых связанной водой, зашлепленным воздухом, газом и др. Относительный объем такого свободного «фильтрующего» пространства или часть поперечного сечения элемента (при однородной геометрии свободного пространства) определяется значением коэффициента эффективной скважности горной породы $n_{эф}$ (см. гл. 3). Для упрощения расчетов условно принимается, что движение воды происходит через все поперечное сечение элемента, площадь которого определяется в этом случае из соотношения

$$F = Bm \text{ (см}^2, \text{ м}^2 \text{ и т. д.)}, \quad (5.1)$$

где B — ширина потока, м; m — мощность потока (пласта), м.

Реальная площадь поперечного сечения потока F' составляет только часть общего сечения и определяется с учетом величины эффективной скважности $n_{эф}$:

$$F' = n_{эф} F = n_{эф} B m. \quad (5.2)$$

Тем самым реальный естественный поток гравитационных подземных вод, фильтрующийся по системе пор или трещин, заменяется условным потоком, который носит название *фильтрационного потока* подземных вод.

Расходом фильтрационного потока Q называется количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока (см³/с, л/с, м³/сут и т. д.). Поскольку оценка расхода может производиться для потоков (элементов потока), имеющих различную ширину, введено понятие так называемого удельного (единичного) расхода потока q , под которым понимается количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока при ширине в 1 м ($F_{ед} = 1 \cdot m$, м², см²).

Под скоростью фильтрации (скоростью фильтрационного потока) понимается количество воды, которое проходит в единицу времени через единицу поперечного сечения потока (пласта):

$$v = \frac{Q}{F}, \quad (5.3)$$

где v — скорость фильтрации (см/с; м/сут и т. д.); Q — расход фильтрационного потока (см³/с; м³/сут); F — площадь поперечного сечения (см²; м²).

Так как при расчете скорости фильтрации расход потока отнесен ко всей площади поперечного сечения (см. формулу 5.3), скорость фильтрации не характеризует действительную (истинную) скорость движения воды по «фильтрующему» пространству минерального скелета породы. Действительная скорость движения воды U согласно формуле (5.2) может быть определена из соотношения

$$U = \frac{Q}{F'} = \frac{Q}{n_{эф} F} = \frac{v}{n_{эф}}, \quad (5.4)$$

где F' — поперечное сечение свободного «фильтрующего» пространства (см²; м²); $n_{эф}$ — коэффициент эффективной скважности горной породы, доли единицы; $v = n_{эф} U$, поскольку всегда $n_{эф} < 1$; $U > v$.

Напор и напорный градиент. Как было указано выше, движение гравитационных подземных вод осуществляется под действием силы тяжести и (или) градиента давления. Для анализа сил, определяющих фильтрацию, рассмотрим уравнение Бернулли для потока идеальной жидкости, проходящего через трубку, изображенную на рис. 5.1:

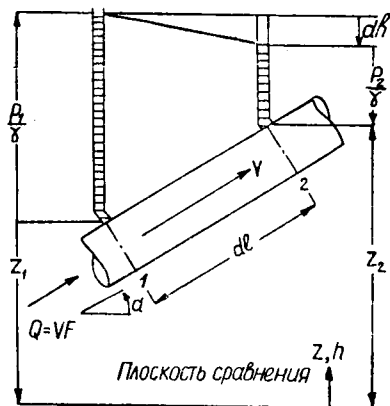


Рис. 5.1

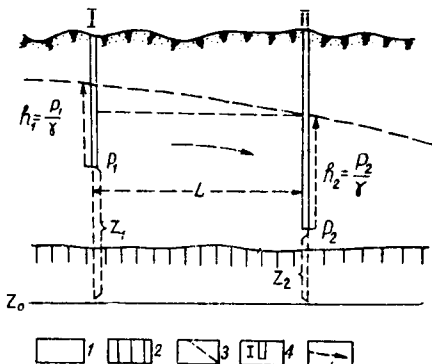


Рис. 5.2

Рис. 5.1. Установившееся ламинарное движение жидкости в цилиндрической трубке (по Р. де Уисту, 1969)

Рис. 5.2. Схема потока подземных вод со свободной поверхностью: 1 — породы водоносного горизонта и зоны аэрации; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — свободный уровень подземных вод; 4 — пьезометры (скважины); 5 — направление движения подземных вод

$$Z_1 + \frac{P_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + \Delta H_{1-2}, \quad (5.5)$$

где P_1 и P_2 — гидростатическое давление соответственно в сечениях 1 и 2; Z_1 и Z_2 — расстояния от исследуемых точек потока 1 и 2 до выбранной плоскости сравнения; γ — плотность единицы объема воды; v_1 и v_2 — скорости движения жидкости соответственно в сечениях 1 и 2; g — ускорение силы тяжести dh — потеря энергии жидкости на участке между сечениями 1 и 2.

Суммы $Z_1 + \frac{P_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g}$ и $Z_2 + \frac{P_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g}$ характеризуют полную энергию струи жидкости, отнесенную к единице ее массы в любой точке рассматриваемых сечений потока. Уравнение Бернулли, учитывающее потерю энергии жидкости (dh) на участке 1—2 под влиянием силы трения, выражает закон сохранения энергии струи движущейся жидкости. Члены рассмотренного уравнения (5.5) характеризуют соответственно: $\frac{P}{\gamma}$ — энергию давления жидкости в данной точке потока; Z — энергию положения относительно единой плоскости сравнения и $\frac{v^2}{2g}$ — скоростной напор. В рассматриваемом случае $v_1 = v_2$, поэтому общая энергия жидкости в любой

точке потока может быть охарактеризована выражением

$$H = Z + \frac{P}{\gamma} + \text{const.} \quad (5.6)$$

Величина H называется пьезометрическим напором, или просто напором, и является мерой энергии потока движущейся жидкости.

Аналогично рис. 5.1 рассмотрим поток подземных вод, движущийся в естественной среде (рис. 5.2). При погружении пьезометра (скважина, колодец) в любую точку потока вода под действием гидростатического давления P в данной точке поднимется до верхней границы потока.

Пьезометрическая высота $h = \frac{P}{\gamma}$ (м, см) характеризует высоту, на которую поднимется вода под действием гидростатического давления в данной точке потока (энергия давления). Поскольку рассматриваемые точки потока могут занимать разновысотное положение, энергия потока в двух точках должна быть приведена к единой плоскости сравнения: Z_1 и Z_2 — расстояния (м) рассматриваемых точек до выбранной (единой) плоскости сравнения (энергия положения). В связи с относительно малыми изменениями скорости движения подземных вод (от сечения к сечению) скоростной напор в данном случае может не учитываться.

Тогда в каждой точке общая энергия потока подземных вод (напор) определяется выражением

$$H = \frac{P}{\gamma} + Z = h + Z, \text{ м.} \quad (5.7)$$

При определении напора подземных вод (H) в качестве плоскости сравнения может быть выбрана подошва потока (в случае ее горизонтального положения) или любая горизонтальная поверхность (при условии $Z_1 - Z_2 = \text{const}$). При положении плоскости сравнения на подошве потока напор подземных вод численно равен мощности потока в данном сечении ($h_1 = m_1$; $h_2 = m_2$). В реальных условиях при сравнении напора подземных вод в различных точках потока в качестве единой плоскости сравнения обычно принимается уровень Мирового океана ($Z=0$). В этом случае (см. рис. 5.2) величина напора (м) равна абсолютной отметке уровня, до которого поднимается вода под действием гидростатического давления в рассматриваемой точке потока (так называемый установившийся уровень воды). Оценка напора в абсолютных отметках установившегося уровня воды является удобной при необходимости сравнения величин напора подземных вод, замеренных в различных точках подземной гидросферы.

При движении жидкости в пористой среде (фильтрация) или движении потока подземных вод в естественной среде напор (энергия потока) расходуется на преодоление сил трения (см. формулу 5.5), в связи с чем пьезометрический напор уменьшает-

ся (на величину ΔH) по направлению движения потока подземных вод. В связи с этим можно считать, что во всех случаях движение подземных вод происходит от области (участка, точки и др.) с большим напором к области с меньшим напором (см. рис. 5.2).

Потеря напора подземных вод (ΔH , м) на участке между рассматриваемыми сечениями потока (см. рис. 5.2), отнесенная к расстоянию между сечениями (L — длина пути фильтрации, м), называется градиентом пьезометрического напора (напорным градиентом) и определяется из выражения

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} = \lim \left[\frac{\Delta H}{\Delta x} \right] = - \frac{dh}{dx} \text{ при } x = L \rightarrow 0. \quad (5.8)$$

Таким образом, значение напорного градиента I характеризует *потери пьезометрического напора на единицу длины пути фильтрации*. Знак (—) в выражении (5.8) указывает, что величина напора уменьшается по направлению движения подземных вод (с увеличением x).

5.2. ЗАКОН ДАРСИ

Основной закон фильтрации был экспериментально установлен французским гидравликом Анри Дарси (1803—1858) на основании опытов по исследованию движения воды через трубки, заполненные песком (см. рис. 5.1). По результатам этих опытов А. Дарси сформулировал вывод (закон) о том, что *количество воды (Q), проходящей через трубку, заполненную дисперсным материалом, прямо пропорционально разности напоров (H) в крайних сечениях трубки, прямо пропорционально площади поперечного сечения трубки (F), обратно пропорционально длине трубки (длине пути фильтрации) и прямо пропорционально постоянному для данного материала коэффициенту (K), характеризующему проницаемость материала, заполняющего трубку*. Таким образом, в общем виде закон А. Дарси (основной закон фильтрации) может быть выражен формулой

$$Q = KF \frac{H_1 - H_2}{L} = KFI, \quad (5.9)$$

где F — площадь поперечного сечения трубы, см²; H_1 и H_2 — значения пьезометрического напора в крайних сечениях, см; L — длина трубки (пути фильтрации), см; K — коэффициент пропорциональности, см/с; I — значение напорного градиента; Q — расход воды (потока), см³/с.

При оценке значения расхода воды через единичное поперечное сечение потока:

$$q = K \cdot 1 \cdot m \frac{H_1 - H_2}{L} = Kml, \quad (5.10)$$

где m — мощность потока, см, м; $1 \cdot m = f$ — площадь поперечного сечения потока при единичной ширине, см², м²; q — удельный или

единичный расход потока, см³/с, м³/сут: остальные объяснения (см. формулу 5.5).

При делении обеих частей уравнения (5.10) на площадь поперечного сечения потока (F) получаем

$$\frac{Q}{F} = v = K \frac{H_1 - H_2}{L} = KI, \quad (5.11)$$

где v — скорость фильтрации, см/с, м/сут и т. д.

Уравнения (5.9), (5.10), (5.11) являются различными формами выражения основного закона фильтрации, записанного соответственно относительно расхода потока Q , единичного расхода q и скорости фильтрации v .

Коэффициент пропорциональности K , характеризующий проницаемость материала, заполняющего трубку, был назван А. Дарси коэффициентом фильтрации (водопроницаемости) (см. гл. 3). Из выражения (5.11) следует, что коэффициент водопроницаемости (коэффициент фильтрации) в законе Дарси имеет размерность скорости (м/сут, см/с и др.) и численно равен скорости фильтрации при единичном напорном градиенте ($J=1$).

Член уравнения (5.10), являющийся произведением мощности потока (единичной ширины поперечного сечения $f=1 \cdot m$) на его водопроницаемость (K), называется проводимостью (водопродимостью) потока или пласта, которая численно равна удельному расходу потока при единичном напорном градиенте ($J=1$):

$$T = Km = q/J, \quad (5.12)$$

где T — проводимость пласта, м²/сут.

Границы применимости закона Дарси. Основной закон фильтрации имеет широкую область применения и является справедливым для большинства естественных потоков подземных вод, характеризующихся в целом относительно невысокими скоростями фильтрации при линейной зависимости скорости фильтрации от напорного градиента. Нарушения линейного закона в связи с увеличением скорости фильтрации (так называемый верхний предел применимости закона Дарси) характерны в основном для высокопроницаемых пород (карст, интенсивная трещиноватость и др.) и главным образом при резкой интенсификации фильтрационного потока в локальных зонах вблизи искусственных сооружений (скважины, шахтные стволы и др.). Нарушение линейного закона фильтрации связано с существенным проявлением сил инерции, особенно при переходе от ламинарного течения к турбулентному.

Переход от ламинарного течения к турбулентному характеризуется (в зависимости от среды) определенными значениями числа Рейнольдса (N_R). При числе Рейнольдса выше критического возможен переход в турбулентное движение (для движения жидкости в трубе $N_R(\text{кр})=2100$).

При движении жидкости в пористой среде число Рейнольдса определяется (Р. Де Уист) из выражения

$$N_R = \frac{v d_{10}}{\nu}, \quad (5.13)$$

где v — скорость фильтрации; ν — коэффициент кинематической вязкости жидкости; d_{10} — эффективный диаметр. Тем самым значение числа Рейнольдса зависит от скорости фильтрации и диаметра частиц минерального скелета породы, определяющего размеры пустот и, следовательно, проницаемость горной породы.

По данным, приводимым Р. Де Уистом, значение N_R , при котором происходят отклонения от линейного закона фильтрации, изменяется в зависимости от размера частиц и пористости горной породы в пределах от 2 до 5.

В обобщенной форме основной закон фильтрации выражается (А. Дарси, Ф. Форхгеймер) двучленной зависимостью вида

$$J = av + bv^2 = \frac{v}{K} (1 + \alpha v), \quad (5.14)$$

$a = \frac{1}{K}$ и $b = \frac{\alpha}{K}$ — фильтрационные параметры; K — коэффициент фильтрации при ламинарном режиме; α — коэффициент нелинейности фильтрации.

В области линейной фильтрации при малых скоростях член bv^2 становится пренебрежимо малым по сравнению с av , и может использоваться основная форма закона Дарси ($J=av$; $v=KJ$). При высоких скоростях фильтрации член av становится весьма малым в сравнении с bv^2 ($J=bv^2$, $v=K_\alpha \sqrt{J}$ — формула Шези—Краснопольского). Учет нелинейности фильтрации необходим при значениях av , соизмеримых с единицей.

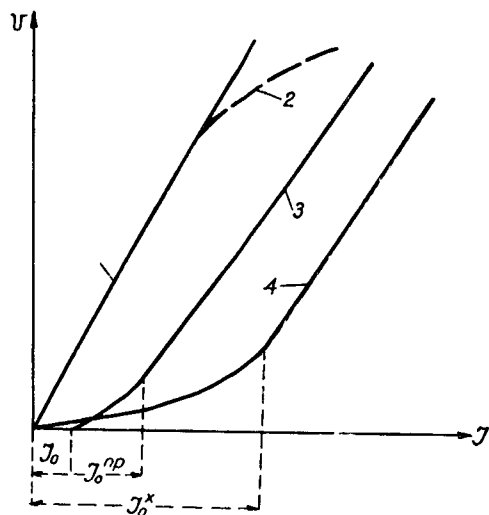
Способы определения параметра нелинейности α и критической скорости фильтрации $v_{кр}$ рассматриваются в работах В. А. Мироненко и В. М. Шестакова.

При очень малых скоростях фильтрации в тонкодисперсных породах нарушение закона Дарси (нижний предел применимости) связано с проявлением сил молекулярного взаимодействия частиц воды и породы при вязкопластичном характере течения воды в субкапиллярных пустотах. По существующим представлениям (Гавич, 1988) физически связанная вода, заполняющая субкапиллярные пустоты, остается неподвижной до определенных, достаточно больших, значений напорного градиента (J_0 — начальный градиент фильтрации). При $J > J_0$ происходит сложное движение с постепенно увеличивающимся значением проницаемости горной породы (K), поскольку увеличение градиента определяет переход в подвижное состояние дополнительных количеств связанной воды. При $J \geq J_0^{пр}$ (предельное значение начального гра-

диента) все возможное количество связанной воды вовлекается в движение, и основной закон фильтрации может быть записан в виде (рис. 5.3)

$$v = K \left(I - \frac{4}{3} I_0 \right). \quad (5.15)$$

По другим представлениям (И. А. Бриллинг, В. М. Гольдберг, Н. П. Скворцов), фильтрация в тонкодисперсных породах происходит при всех значениях напорного градиента (кривая проходит через начало координат, рис. 5.3, 5.4), однако в области очень малых значений напорного градиента это движение не фиксируется при современной технике лабораторных экспериментов. Величина начального напорного градиента (J_0^*) определяет в этом случае только область нарушения линейного закона фильтрации (нижний предел применимости). При $J > J_0^*$ фильтрация в тонкодисперсных породах подчиняется закону Дарси в его основной форме.



По данным В. М. Гольдберга и Н. П. Скворцова, значение начального напорного градиента (J_0) при фильтрации в глинах изменяется от долей единицы до 100 и более. Величина начального градиента зависит от многих причин: тем-

Рис. 5.3. Графические выражения основного закона фильтрации: 1 — линейный закон фильтрации Дарси; 2 — двучленный закон с учетом нелинейности на верхнем пределе применимости; 3, 4 — закон с учетом вязкопластического течения на нижнем пределе применимости

пературы, минералогического состава породы, ее дисперсности и структуры порового пространства (пористость, проницаемость), минерализации и химического состава фильтрующейся жидкости и др. Не исключается, например, что при температурах среды выше 80—90°С явление начального градиента может вообще отсутствовать.

Под термином «миграция подземных вод» в гидрогеологии обычно понимают как собственно движение подземных вод, так и процессы переноса вещества и тепла в подземных водах с учетом физико-химических процессов и теплообмена, в определенной мере изменяющих массу растворенного вещества, а также температуру подземных вод и вмещающей среды (Шестаков,

1979; Гавлич, 1988). В отличие от движения собственно подземных вод (фильтрация, влагоперенос) будем понимать здесь под миграцией только собственно процессы переноса вещества и тепла в подземных водах (тепло- и массоперенос).

В потоке подземных вод (в движущейся подземной воде) основной формой миграции является так называемый конвективный перенос с частицами (потоком) фильтрующихся подземных вод. Скорость конвективного тепло- и массопереноса определяется действительной скоростью движения подземных вод (U), характеризующей скорость перемещения частиц воды в порах и трещинах горной породы. Основными физико-химическими процессами, осложняющими конвективный перенос, являются сорбция веществ, переносимых водой на поверхности минеральных частиц породы, растворение (переход в жидкую фазу) определенных минеральных соединений горных пород и теплообмен между подземной водой и вмещающей средой.

Другим видом миграции является диффузионно-конвективный перенос, определяемый законом Фика и общим уравнением теплоотдачи:

$$Q_D = D_m F \frac{\partial C}{\partial l}, \quad (5.16)$$

$$Q_T = \lambda F \frac{\partial \theta}{\partial l}, \quad (5.17)$$

где Q_D — диффузионный поток вещества; D_m — коэффициент молекулярной диффузии в данной среде, $\text{м}^2/\text{сут}$; F — площадь поперечного сечения потока; $\frac{\partial C}{\partial l}$ — градиент концентрации; Q_T — тепловой кондуктивный поток; λ — коэффициент теплопроводности, $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$; $\frac{\partial \theta}{\partial l}$ — градиент температуры.

Значение коэффициента молекулярной диффузии в зависимости от типа среды изменяется в пределах от 10^{-4} $\text{м}^2/\text{сут}$ (свободная среда) до 10^{-8} $\text{м}^2/\text{сут}$ в плотных глинах и аргиллитах; коэффициент теплопроводности в зависимости от типа горных пород — от 0,15 до 3,5 $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$ (Шестаков, 1979). В связи с этим можно считать, что в большинстве потоков подземных вод конвективный перенос осуществляется со значительно большими скоростями, чем диффузионно-конвективный. Только при фильтрации в весьма слабопроницаемых горных породах ($K < 10^{-4}$ $\text{м}/\text{сут}$) или при малых значениях напорного градиента ($J < 0,0001$) эти два вида тепло- и массопереноса могут оказаться соизмеримыми.

5.3. РЕЖИМ И БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под режимом подземных вод понимают закономерный процесс изменения гидродинамических характеристик (напоры, скорости, расходы), физических свойств и состава (химический, газовый,

бактериологический) подземных вод, формирующийся во времени под действием различных естественных или искусственных факторов. Режим подземных вод, формирующийся главным образом под действием естественных режимобразующих факторов, называется ненарушенным, или естественным, режимом. В случае решающего воздействия искусственных режимобразующих факторов (в результате различных видов хозяйственной деятельности человека) режим подземных вод называется нарушенным, или антропогенным. При совместном воздействии указанных факторов может быть выделен слабонарушенный режим подземных вод (естественно-антропогенный или антропогенно-естественный).

Под режимобразующими факторами понимают природные (искусственные) процессы, которые определяют основные изменения (во времени) указанных выше характеристик подземных вод (табл. 5.1.).

Таблица 5.1

Факторы формирования режима подземных вод (по В. С. Ковалевскому)

Группа	Фактор	Примечание
Экзогенные	Космические	Солнечная активность, приливные силы Луны и других планет
	Метеорологические	Атмосферные осадки, температура и влажность воздуха
	Гидрологические	Режим поверхностных вод (реки, озера, моря и т. д.)
	Биогенные	Влияние растительности и живых организмов
	Искусственные	Влияние хозяйственной деятельности человека
Эндогенные	Геологические	Эпейрогенические колебания земной коры, тектонические движения, современный вулканизм, землетрясения, денудация и эрозия

Действие указанных факторов, помимо характера и масштабов проявления самих процессов, в решающей степени зависит также от *режимобразующих условий*, под которыми понимают (В. С. Ковалевский) ту природную обстановку (геологическая структура, рельеф, строение гидрогеологического разреза, распределение емкостных и фильтрационных свойств горных пород и др.), которая, существенно не меняясь (в период наблюдений), определяет характер воздействия режимобразующих факторов на подземные воды и тем самым обуславливает особенности режима подземных вод.

По характеру изучаемых (наблюдаемых) показателей различают три основных типа режима подземных вод: гидродинамический режим, характеризующийся изменениями напоров

(уровней), скоростей и расходов потоков подземных вод; геотермический режим, характеризуемый изменением температуры подземных вод, и гидрогеохимический режим, отражающий изменения минерализации, химического и газового состава подземных вод.

Наблюдения за режимом подземных вод осуществляются на естественных водопоявлениях (при выходе подземных вод на поверхность земли) или в искусственных горных выработках, вскрывающих подземные воды путем дискретного (во времени) опробования, выполняемого через определенные интервалы времени, или с использованием самозаписывающих устройств, обеспечивающих непрерывную регистрацию определенной характеристики режима подземных вод. Результаты наблюдений представляются в виде таблиц режимных характеристик или в виде хронологических графиков (рис. 5.4).

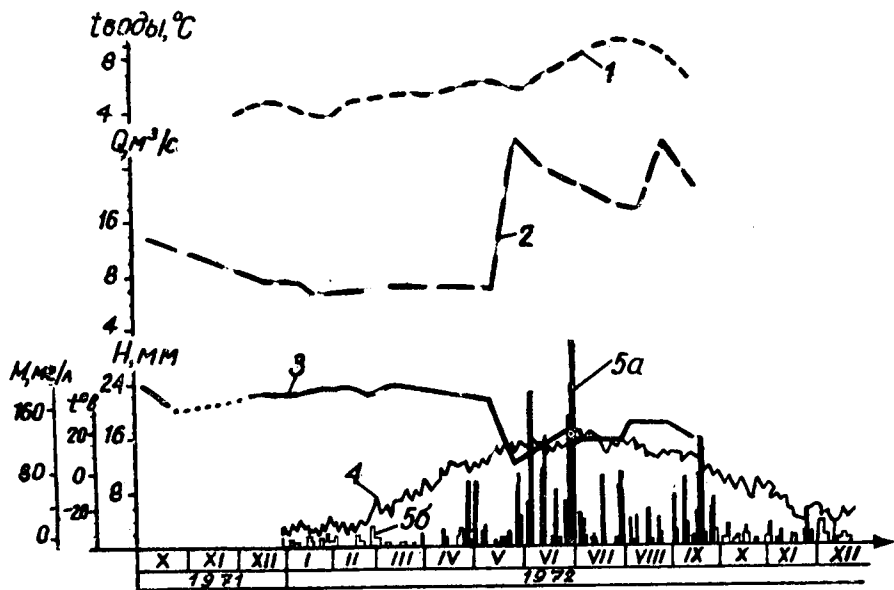


Рис. 5.4. Графическое изображение изменений дебита источника, температуры и минерализации подземных вод, совмещенное с данными внутригодового распределения атмосферных осадков и температуры воздуха: 1 — температура подземных вод ($^{\circ}\text{C}$); 2 — дебит источника ($\text{м}^3/\text{с}$); 3 — минерализация воды ($\text{мг}/\text{л}$); 4 — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$); 5 — атмосферные осадки (мм), выпадающие в виде: а — дождя, б — снега

Данные режимных наблюдений широко используются при исследовании закономерностей формирования различных типов подземных вод, оценке фильтрационных и емкостных параметров горных пород, решении вопросов использования и охраны под-

земных вод, разработке гидрогеологических прогнозов в естественных и нарушенных условиях и др.

Балансом подземных вод называется соотношение притока и оттока подземных вод любого (расчетного) элемента подземной гидросферы.

Водный баланс любым образом ограниченного элемента подземной гидросферы, при условии сохранения объема элемента и емкостных характеристик слагающих его горных пород (в течение геологического времени возможны изменения этих величин), выражается общим уравнением вида

$$\sum_n^I (Q_j \Delta t) \pm \Delta V = 0, \quad (5.18)$$

где $Q_j \Delta t$ — сумма приходных и расходных статей водного баланса элемента (+) — приток, (—) — отток подземных вод, м³сут, км³/год и т. д.; Δt — длительность расчетного периода (сут, год и т. д.); ΔV — изменение объема запасов подземных вод (м³, км³).

Термин «запасы подземных вод» используется в гидрогеологии в разных значениях (см. гл. 14). В этом случае под запасами подземных вод понимается общий объем воды, содержащейся в рассматриваемом элементе гидросферы ($V_a = \omega_0 V_0$, где ω — полная влагоемкость, V_0 — объем элемента — естественные запасы подземных вод, или геологические запасы, по Б. И. Куделину). В том случае, если за расчетный период времени (при постоянном объеме и емкости элемента) не происходит изменения запасов подземных вод ($V_a = \text{const}$) отсутствует свободная емкость, не происходит частичного осушения элемента, урав-

нение (5.18) принимает вид: $\sum_n^I Q_j \Delta t = 0$, в соответствии с которым величина притока и оттока подземных вод за любой расчетный период равны между собой.

Приток подземных вод к рассматриваемому элементу (+) — поступление, пополнение запасов, приходные статьи водного баланса и другие — называется обычно питанием подземных вод; (—) — отток, сработка запасов, расходные статьи баланса — разгрузка подземных вод.

Конкретный вид уравнения водного баланса определяется строением рассматриваемого элемента гидросферы, его размерами, гидродинамическими условиями на границах элемента и, как правило, является значительно более сложным (см. гл. 2).

Подземный сток. Под термином «подземный сток» понимается процесс движения гравитационных подземных вод в зоне полного насыщения земной коры (см. рис. 2.1), формирующийся как часть общего круговорота воды на Земле (гидрологическая ветвь подземного круговорота воды). Численно подземный сток может быть охарактеризован расходом подземных вод (приток подземных вод к границам рассматриваемого элемента или отток через границу и выражается в м³/сут, км³/год и т. д.), а также удель-

ными характеристиками (линейным, площадным или объемным модулем) подземного стока:

$$M_L = \frac{Q}{L}; \quad M_{\pi} = \frac{Q}{F}; \quad M_V = \frac{Q}{V}, \quad (5.19)$$

где M_L — линейный модуль подземного стока, характеризующий расход потока в метрах в секунду на 1 км линейной границы расчетного элемента, л/с·км; M_{π} — площадной модуль подземного стока, характеризующий расход на 1 км² площади расчетного элемента, л/с·км²; M_V — объемный модуль подземного стока, характеризующий расход подземных вод на 1 км³ рассматриваемого элемента литосферы, л/с·км³; L — длина линейной границы, км; F — площадь элемента, км²; V — объем элемента подземной гидросферы, км³.

Площадная характеристика подземного стока может быть выражена также слоем подземного стока, представляющим собой слой воды (мм) на всю площадь рассматриваемого элемента (района) за определенный расчетный период. Площадной модуль и годовой слой подземного стока связаны между собой простым соотношением

$$Y_{\pi} = 31,5 M_{\pi}, \quad (5.20)$$

где Y_{π} — слой подземного стока, мм/год; M_{π} — площадной модуль подземного стока, л/с·км²; 31,5 — коэффициент, учитывающий размерность величин.

Помимо величин модуля и слоя подземный сток может быть выражен также относительной характеристикой — коэффициентом подземного стока:

$$K_{\pi} = \frac{Y_{\pi}}{x_{\pi}} 100\%, \quad (5.21)$$

под которой понимается отношение годового слоя (мм/год) подземного стока (нормы и т. д.) к годовой сумме атмосферных осадков (мм/год).

Коэффициент подземного стока (по смыслу) характеризует ту часть (%) атмосферных осадков, которая расходуется на формирование подземного стока рассматриваемого района.

Интенсивность процессов подземного стока в любом элементе подземной гидросферы может быть охарактеризована также *сроком водообмена* и *коэффициентом водообмена* (Г. Н. Каменский). Срок водообмена рассчитывается как отношение геологических запасов подземных вод рассматриваемого элемента подземной гидросферы (объем воды V , м³, км³) к суммарному расходу (суммарный приток или суммарный отток подземных вод, м³/год, км³/год):

$$\tau = \frac{V}{Q}, \text{ год} \quad (5.22)$$

и характеризует длительность периода (число лет), за время которого может произойти полное возобновление (однократный во-

дообмен — один цикл) объема геологических запасов подземных вод за счет притока подземных вод к границам рассматриваемого элемента подземной гидросферы.

Срок водообмена является удобной количественной характеристикой при сравнении интенсивности процессов движения подземных вод в различных элементах гидросферы. Он, строго говоря, не характеризует период, за который обязательно произойдет полное возобновление подземных вод, содержащихся в рассматриваемом элементе гидросферы, поскольку при сложном строении элемента интенсивность движения подземных вод в разных его частях может быть существенно различной. Однако срок водообмена характеризует период, в течение которого такое возобновление потенциально может произойти, поскольку суммарный расход за этот период будет равен объему подземных вод, содержащемуся в рассматриваемом элементе гидросферы. Расчеты сроков водообмена во всех случаях должны производиться для элементов подземной гидросферы, ограниченных естественными границами или имеющих сопоставимые размеры (объем расчетных блоков), поскольку при условной разбивке элемента на расчетные блоки срок водообмена не является объективной характеристикой интенсивности движения подземных вод ($\tau \rightarrow 0$ при $V \rightarrow 0$).

Коэффициент водообмена выражается отношением

$$K_{\tau} = \frac{Q}{V}, \frac{1}{\text{год}} \quad (5.23)$$

и является характеристикой, которая показывает, какая часть от суммарного объема подземных вод (% , доли единицы) может возобновиться в течение года в результате суммарного притока (оттока) подземных вод к границам рассматриваемого элемента.

Потоки подземных вод. При анализе закономерностей движения подземных вод подземная часть гидросферы планеты (геогидросфера) рассматривается как сложная система (совокупность) в различной степени взаимосвязанных потоков подземных вод (см. гл. 2). Представление о потоках подземных вод рассмотрено в работах Г. Н. Каменского, Н. И. Ходжибаева и особенно подробно в работе В. М. Шестакова (1979). В отличие от этих представлений будем понимать под потоком подземных вод ограниченный естественными границами элемент подземной гидросферы с единым направлением (единицами направлениями) движения подземных вод.

В гидрогеодинамике (В. М. Шестаков, И. К. Гавич) термин «поток подземных вод» используется как более общее понятие, применимое к любому образом ограниченному (выделенному) элементу подземной гидросферы. Однако в этом случае правильнее говорить не о потоке, а о балансово-гидродинамическом элементе подземной гидросферы.

Все естественные границы потоков подземных вод подразделяются на границы двух типов: так называемые непроницаемые границы, изолирующие смежные потоки подземных вод, и условные естественные границы, через которые возможно взаимодействие (наличие расхода) двух смежных потоков подземных вод.

Естественными непроницаемыми границами потоков являются водоразделы, под которыми аналогично поверхностным водоразделам понимаются *линии с наиболее высоким положением поверхности подземных вод, разделяющие потоки с различными направлениями движения*, дрены и границы (контакты) водоносных и слабопроницаемых пород.

Границы водоносных и слабопроницаемых пород являются основным типом границ потока в разрезе и реже границами потоков в плане (по площади распространения). В большинстве случаев границы подобного типа не являются абсолютно непроницаемыми, и через них осуществляется затрудненное взаимодействие двух смежных потоков подземных вод (см. гл. 8).

В качестве естественных границ второго типа (с условием взаимодействия двух смежных потоков подземных вод) обычно рассматриваются границы геологических структур, геологических формаций, субформаций и литогенетических комплексов горных пород, границы геоморфологических элементов современной поверхности и др.

В связи с многообразием естественных границ потоков подземных вод и отсутствием четких представлений о принципах их выделения понятие «поток подземных вод» до настоящего времени используется главным образом как термин свободного пользования. Отсутствуют четкие представления о типах естественных потоков подземных вод и их соподчинении (потоки I, II, III и других порядков). Понятия о «мегапотоках», «вложенных потоках» и т. д. (В. М. Шестаков) являются в значительной мере условными.

Гидродинамическая сетка потока подземных вод. При наличии в пределах рассматриваемого потока определенного количества точек с известными значениями пьезометрического напора подземных вод (рис. 5.5) эти точки (или промежуточные, определяемые путем интерполяции) могут быть соединены плавными кривыми линиями — линиями равного напора ($H = \text{const}$).

Линии, проведенные нормально к линиям равного напора, обобщенно характеризующие направление движения подземных вод на данном участке потока (от области с большими напорами к области с меньшими напорами), называются линиями токов.

Система взаимно ортогональных линий тока и линий равного напора образует гидродинами-

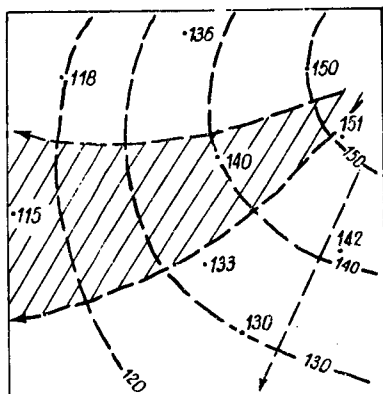
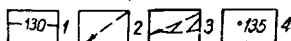


Рис. 5.5. Гидродинамическая сетка потока подземных вод: 1 — линии равного напора; 2 — линии токов; 3 — лента тока; 4 — точки с измеренной величиной напора (H) подземных вод



ческую сетку потока подземных вод. Участок сетки, ограниченный двумя соседними линиями тока, называется лентой тока. Ячейка, образованная при пересечении двух линий токов двумя линиями равного напора, называется элементом гидродинамической сетки (см. рис. 5.5).

При построении гидродинамической сетки необходимо соблюдение следующих основных правил (Гавич, 1983).

1. Линии токов проводятся нормально к линиям равных напоров, так чтобы образующиеся ячейки (элементы сетки) являлись в общем случае криволинейными квадратами или прямоугольниками.

2. Линии равного напора проводятся через одинаковые интервалы напора (ΔH), которые выбираются произвольно согласно зависимости $H^0 = \alpha \Delta H$, где $H^0 = H_{\max} - H_{\min}$ — напоры на границах рассматриваемой области потока), α — число принятых интервалов.

Гидродинамическая сетка является основой для проведения расчетов скоростей и расходов фильтрационного потока. В пределах каждого элемента сетки (ленты тока)

$$V = K_j \frac{H_1 - H_2}{\Delta l} = K_j I_j, \quad (5.24)$$

$$Q = b_j m_j \frac{H_1 - H_2}{\Delta l} = b_j m_j K_j I_j, \quad (5.25)$$

где K — коэффициент фильтрации, м/сут; m_j — мощность потока, м; остальные обозначения см. рис. 5.5.

Характер деформации гидродинамической сетки в пространстве определяет так называемую *структуру фильтрационного потока*. Естественные потоки подземных вод в большинстве случаев являются потоками *трехмерными* (пространственными), в которых гидродинамическая сетка деформируется по всем трем пространственным координатам. Более простыми по структуре являются плоские потоки, для которых принимается, что деформация гидродинамической сетки происходит в основном по двум пространственным координатам. При этом поток, рассматриваемый в разрезе, называется плосковертикальным (профильным) и поток, рассматриваемый в плане, — плоскоплановым (плановым). В том случае, если линии токов (а следовательно, и линии равных напоров) располагаются параллельно друг другу, поток называется параллельным (плоскопараллельным). При расположении линий равного напора в виде концентрических окружностей поток называется радиальным (радиально сходящийся, радиально расходящийся).

Большинство естественных плоских потоков являются потоками сложной конфигурации, и только на отдельных участках, особенно часто вблизи искусственных сооружений (каналы, скважины и др.), они могут быть сведены к параллельным или радиальным потокам.

В плановых потоках (плоских в плане) учитывается в основном деформация линий тока в плане, а в вертикальном сечении (в разрезе) поток принимается плоскопараллельным. Это допустимо главным образом для потоков большой протяженности, длина которых значительно превышает их мощность (условно $l > 3m$), что позволяет не учитывать изменения напоров по вертикали.

В плосковертикальных (профильных) потоках учитывается только деформация линий тока в вертикальной плоскости (в разрезе), а в плане поток принимается плоскопараллельным. При этом ширина профильного потока (B) обычно принимается равной 1 м.

Режим потока определяется изменением элементов потока (сетки) во времени. По характеру гидродинамического режима потоки подразделяются на стационарные, квазистационарные и нестационарные. *Стационарными* (установившимися) называются потоки подземных вод, элементы которых не меняются во времени или эти изменения являются несущественными. *Квазистационарными* — потоки, в которых во всех точках потока изменение напоров подземных вод происходит с одним знаком и одинаковой интенсивностью, в связи с чем конфигурация гидродинамической сетки остается без изменений.

В большинстве случаев режим естественных потоков подземных вод является *нестационарным* (неустановившимся), поскольку элементы потока (конфигурация гидродинамической сетки) в той или иной мере изменяются во времени. Однако во многих случаях за конечный (расчетный) период времени режим естественных потоков подземных вод может рассматриваться в качестве стационарного или квазистационарного.

Глава 6

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды являются сложным природным объектом, различия которого (физические свойства, сумма растворенных веществ и их состав, происхождение и др.) определяются комплексным влиянием многих причин и могут быть выражены чрезвычайно резко. Подобное положение определяет значительные трудности классифицирования как различных типов подземных вод, так и природных (физико-географических, геологических и др.) условий, с которыми связано формирование определенных типов подземных вод. Именно поэтому, несмотря на многочисленные попытки, до настоящего времени не разработана единая классификация типов подземных вод, которая бы связывала различные типы подземных вод (состав, свойства и др.) с комплексом природных факторов (условий), определяющих формирование подземных вод данного типа. В связи с этим в гидрогеологической литературе используются главным образом частные классификации, при составлении которых учитывается один (или несколько близких по смыслу) показатель, характеризующий выделенные на этой основе различные типы (подтипы, классы и др.) подземных вод.

К числу хорошо разработанных и широко используемых классификаций относятся: 1) классификации по величине минерализации (сумме растворенных веществ); 2) классификации по химическому составу, учитывающие одну или несколько групп компонентов (макрокомпоненты, микрокомпоненты, газовый состав и др.); 3) по температуре ($^{\circ}\text{C}$); 4) по типу водовмещающих пород; 5) по условиям залегания; 6) по происхождению; 7) по типу гидрогеологических структур; 8) по условиям (возможностям) их использования человеком и др.

Одни из этих классификаций (1—3) учитывают собственно различия состава и свойств подземных вод (различных типов подземных вод). Примеры таких классификаций рассмотрены в гл. 4. Другие (4, 5) отражают конкретные условия формирования подземных вод, определяемые типом водовмещающих пород или строением и положением данного гидрогеологического элемента в разрезе подземной гидросферы. Третьи (6, 7) обобщенно учитывают различие комплекса условий и процессов, определенным образом меняющихся в течение длительного отрезка геологической истории (см. гл. 9, 10).

По типу водовмещающих пород подземные воды подразделяются на поровые, трещинные и карстовые (О. Мейнер, А. М. Овчинников и др.). В данном случае классификация

учитывает главным образом морфометрию и в меньшей степени генезис скважности горных пород, что в решающей степени определяет величины и распределение фильтрационных и емкостных свойств и, следовательно, процессы фильтрации, водоотдачу пород и др. При наличии в породе нескольких равнозначных видов скважности (что определяется чаще условно) могут быть выделены воды трещинно-поровые, порово-трещинные, трещинно-карстовые и др. (см. гл. 3). Относительно реже используется классификация, учитывающая минералого-химический состав горных пород с выделением подземных вод терригенных отложений, карбонатных, галогенных и др.

Несмотря на то что классификация подземных вод по типу водовмещающих пород (воды поровые, трещинные, карстовые) используется широко, она является условной, поскольку не учитывает генетические особенности формирования скважинного пространства в различных типах горных пород.

Так, в качестве собственно порового типа подземных вод обычно рассматриваются воды, связанные с рыхлыми осадочными отложениями. Однако по типу скважности к поровым водам могут быть отнесены также воды, связанные с литифицированными осадочными породами, сохранившими первичную пористость (песчаники, алевролиты и т. д.), с определенными типами карбонатных пород, вулканогенными пористыми породами и др. Трещинная скважность (трещиноватость) существенно по-разному формируется (и распределяется в пространстве) в породах осадочных или метаморфических и магматических и др.

В связи с этим при изучении процессов формирования и распределения фильтрационных и емкостных свойств водовмещающих пород их правильнее рассматривать в качестве различных типов *природных фильтрационных сред* (так называемые геофильтрационные среды) (см. гл. 3).

Классификация подземных вод по *условиям залегания* основана на выделении типов подземных вод, различия которых (собственно различие их условий залегания и формирования) связаны с различным положением в вертикальном разрезе подземной гидросферы (см. гл. 2), с различным типом строения гидрогеологического разреза и в определенной мере с различием состава водовмещающих пород (типами сред).

Основные различия условий залегания подземных вод связаны с наличием двух типов гидрогеологических разрезов: разрезов, сложенных слоистыми толщами осадочных пород, и разрезов, сложенных неслоистыми (массивными) магматическими и метаморфическими породами.

В качестве разрезов промежуточного (переходного) типа могут рассматриваться разрезы, сложенные мощными толщами литифицированных и интенсивно дислоцированных осадочных пород горно-складчатых областей. В разрезах подобного типа условия залегания подземных вод, как правило, также определяются развитием трещиноватости различных генетических типов. Однако наличие слоистого строения, характерного для осадочных пород,

в ряде случаев существенно влияет на условия залегания и формирование подземных вод (см. гл. 11).

Гидрогеологическое расчленение толщ слоистых осадочных пород основано на выделении в вертикальном разрезе относительно обособленных элементов, сложенных породами разного состава, что определяет закономерные (послойные) изменения фильтрационных и емкостных параметров горных пород, а также различную степень изоляции смежных водоносных интервалов разреза (наличие слабопроницаемых разделов).

В качестве основных стратификационных элементов таких разрезов обычно рассматриваются: *водоносные и слабопроницаемые слои, водоносные горизонты и слабопроницаемые разделяющие пласты, водоносные комплексы и слабопроницаемые разделяющие толщи* (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Стратификационные единицы слоистых гидрогеологических разрезов

Основное гидродинамическое подразделение разреза	Таксономические единицы гидрогеологического разреза (порядок единиц)			
	I	II	III	IV
Гидрогеологический этаж	водоносная серия	водоносный комплекс, слабопроницаемая толща	водоносный горизонт, слабопроницаемый пласт	водоносный слой, слабопроницаемый слой

Элементарной таксономической единицей гидрогеологической стратификационной шкалы является водоносный (слабопроницаемый) слой, в качестве которого рассматривается водонасыщенный слой горных пород (осадков), однородный в литолого-фациальном отношении и характеризующийся в связи с этим единицами (или близкими по значению) фильтрационными свойствами. В сложно построенных разрезах с вклиниванием слоев на коротких расстояниях наряду со стратификационной единицей «слой» рассматривается обычно понятие водоносная (слабопроницаемая) «линза» (М. Е. Альтовский, А. С. Рябченков). По своему смыслу водоносный (слабопроницаемый) слой является стратификационной единицей «локального» расчленения и может быть строго выделен только в разрезе конкретной скважины или ограниченного участка территории.

Основой выделения конкретных водоносных (слабопроницаемых) слоев в сложно построенном разрезе является единство литолого-фациального состава пород. В этом смысле при расчленении разреза можно говорить о выделении самостоятельных (даже смежных) водоносных слоев галечников, песков, известняков или слабопроницаемых слоев глин, мергелей, диатомитов и др. Важно также отметить, что даже при выделении в самостоятель-

ные слои отложений единого литолого-фациального состава каждый конкретный слой может быть охарактеризован едиными или близкими значениями основных гидрогеологических параметров (пористость, коэффициент фильтрации и др.), строго говоря, только для ограниченного по площади «локального» участка.

Следующими по значению (более крупными) таксономическими единицами стратификационной шкалы является *водоносный горизонт* и *слабопроницаемый пласт*.

Водоносный горизонт (водоносный пласт) представляет собой монослой значительной мощности или систему гидравлически связанных водоносных слоев с определенным площадным распространением и едиными условиями залегания подземных вод. Единство условий залегания подземных вод предусматривает положение водоносного горизонта в определенном интервале разреза, а также наличие четко выраженных слабопроницаемых кровли и подошвы (свободной поверхности грунтовых вод и слабоводопроницаемой подошвы), изолирующих рассматриваемый горизонт от смежных водоносных горизонтов (водоносных слоев) разреза. По своему смыслу «водоносный горизонт» является элементарной гидрогеологической единицей региональной стратификации разреза, так как его выделение всегда предусматривает не только границы в разрезе, но и известное или предполагаемое положение границ горизонта в плане (площадное распространение). При таком выделении определяющим признаком является гидравлическое единство горизонта (системы гидравлически связанных слоев), важнейшим показателем которого является отсутствие внутри горизонта выдержанных слабопроницаемых слоев. Вторым показателем гидравлического единства интервала разреза, выделяемого в качестве водоносного горизонта, является его относительная изоляция от смежных водоносных горизонтов (слоев), т. е. наличие ограничивающих (разделяющих) слабопроницаемых пластов.

В связи с этим не выделяются в самостоятельные горизонты слои, характеризующиеся только существенными фациально-литологическими особенностями, — песчаники, известняки и другие породы гидравлически не разобщенные друг от друга, так как в этом случае более правильно говорить о двухслойном, трехслойном и другом строении пласта (горизонта).

В качестве слабопроницаемого пласта (разделяющий пласт) может рассматриваться однородный слой слабопроницаемой породы значительной мощности, или слоистый пласт, в разрезе которого резко (более 50% суммарной мощности пласта) преобладают слабопроницаемые породы. Таким образом, в разрезе конкретного слабопроницаемого пласта могут быть выделены отдельные разобщенные водоносные слои или линзы, но общее преобладание слабопроницаемых пород определяет высокие значения суммарных фильтрационных сопротивлений пласта в вертикальном направлении.

В рамках геологической стратификации разреза элементы «водоносный горизонт» и «слабопроницаемый пласт» могут отвечать существенно различным интервалам, однако при стратиграфически непрерывном строении разреза они чаще всего соответствуют интервалу ярус—подъярус (свита—подсвита).

В качестве *водоносного комплекса* рассматривается ряд смежных водоносных горизонтов разреза при наличии установленной или предполагаемой гидравлической связи между ними (наличие литологических окон, участков локального размыва слабопроницаемых пластов и др.) или, что встречается более часто, слоистая толща значительной мощности с преимущественным развитием водоносных пород, в разрезе которой по условиям ее строения (резкая фациальная изменчивость осадков на коротких расстояниях, отсутствие выдержанных слабопроницаемых пластов и т. д.) не могут быть выделены гидравлически обособленные водоносные горизонты.

Таким образом, и при выделении водоносного комплекса одним из важнейших показателей является наличие гидравлической связи пластовой системы. Однако в отличие от водоносного горизонта, где открытая гидравлическая связь между водоносными слоями возможна практически повсеместно (в пределах всей площади распространения), в разрезе комплекса подобная связь всегда затруднена из-за сложного чередования водоносных и слабопроницаемых слоев или наличия слабопроницаемых пластов, изолирующих на отдельных участках определенные интервалы разреза водоносных отложений комплекса.

Наличие даже затрудненной гидравлической связи между водоносными слоями (и горизонтами) комплекса определяет общий характер гидродинамики его разреза: общие закономерности распределения напоров подземных вод (в пределах определенной площади распространения), положение областей питания и разгрузки, общие направления движения подземных вод и др.

В связи со сложным строением разреза и наличием слабопроницаемых слоев для отложений комплекса могут быть характерны весьма существенные, но, как правило, плавные (без резких скачков) изменения минерализации и химического состава подземных вод в вертикальном направлении. В то же время для отложений каждого водоносного комплекса практически всегда характерна единая направленность изменения минерализации и химического состава подземных вод в плане (по площади распространения).

Таким образом, основным показателем к выделению стратификационной единицы «водоносный комплекс» является единство условий формирования подземных вод, если понимать под этим положение областей питания и разгрузки, особенности гидродинамического режима и движения, условий формирования и распределения (единые закономерности изменения в плане и в разрезе) величины минерализации и химического состава подземных вод.

Таблица 6.2

Классификация подземных вод по условиям залегания

Тип флюидационной среды	Типы подземных вод		Примечание
	по условиям залегания	по составу водовмещающих пород	
Седиментогенные поровые	Воды зоны аэрации Грунтовые воды Межпластовые воды	Поровые	—
	Воды зоны аэрации Грунтовые воды	Трещинные, порово-трещинные и трещинно-карстовые	В верхней зоне региональной трещиноватости — зона выветривания
Седиментогенные трещинные и карстовые среды	Межпластовые воды	Пластово-трещинные, пластовые трещинно-карстовые	В слабодислоцированных отложениях платформенного чехла
	Воды локальных зон трещиноватости	Трещинные	В интенсивно дислоцированных породах горно-складчатых областей
	Воды зоны аэрации Грунтовые воды	Трещинные	В верхней зоне региональной трещиноватости
Магматические и метаморфические среды	Воды зоны аэрации Грунтовые воды	Трещинные (трещинно-жилые)	В зонах тектонических нарушений и зонах метаморфогенного разуплотнения горных пород и др.

Классификация подземных вод

Воды	Соотношение области питания и области распространения	Характер напора	Характер движения потока	Происхождение
Почвенные Болотные Верховодка	Совпадают (воды, близкие к поверхности)	Нисходящие, ненапорные	Ламинарный	Вадозные
Грунтовые	Обычно совпадают (воды неглубокие)	Нисходящие, ненапорные, иногда с местным напором	Преимущественно ламинарный	То же
Карстовые	Близкие (воды преимущественно неглубокие)	Обычно нисходящие, ненапорные	Преимущественно турбулентный	» »
Артезианские	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	Восходящие напорные, напор гидростатический	Ламинарный в рыхлых породах и может быть турбулентный в трещиноватых породах	» »
Жильные (трещинные)	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	Восходящие, напорные, напор гидростатический или газовый	Преимущественно турбулентный	Вадозные и ювенильные

Как гидрогеологическое подразделение разреза осадочного чехла водоносный комплекс ближе всего соответствует единице геологическая субформация (латеральному ряду субформаций) и стратиграфическим единицам ярус — отдел.

В качестве *слабопроницаемых* толщ (разделяющие толщи) разреза могут рассматриваться или однородные пласты слабопроницаемых пород значительной мощности, или слоистые толщи, в разрезе которых резко преобладают слабопроницаемые породы. В формационных рядах платформенного типа положение слабопроницаемых (разделяющих) толщ связано, как правило, с распространением осадков морских глинистых, кремнисто-терригенных, карбонатно-терригенных, лагунных, соленосных субформаций и др. Водоносный комплекс и слабопроницаемая толща являются основными стратификационными единицами при региональном гидрогеологическом расчленении, выполняемом в целом для разреза крупных структурных элементов земной коры.

На участках выклинивания и замещения отложений слабопроницаемых разделяющих толщ и пластов при возможном гидравлическом взаимодействии смежных интервалов разреза выделение водоносных комплексов производится, как правило, по положению основных стратиграфических единиц. Подобное

Ф. П. Саваренского (1939)

Геологические условия залегания	Климатическая зональность	Температура	Геохимические зоны	Химический состав
Поверхностные образования	Интразональные	Подвержена сезонным колебаниям	Зона выщелачивания и местами зонального засоления	Пресные, местами засоленные
Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Зональные	То же	То же	То же
Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы	То же	Обычно непосредственная	Зона выщелачивания	Пресные, обычно жесткие
Структура осадочных пород (бассейны)	Азональные	Повышающаяся с глубиной	Зона выщелачивания и цементации	Пресные, иногда минерализованные
Преимущественно зоны тектонической трещиноватости	То же	То же	Зона цементации	Пресные и минеральные

расчленение имеет определенный гидрогеологический смысл при существенно различном строении интервалов разреза, выделяемых в самостоятельные водонесные комплексы, или является чисто условным.

Наиболее крупными единицами стратификационной гидрогеологической шкалы являются *водоносные серии*, в качестве которых могут быть выделены крупные стратиграфические одновозрастные (в широком интервале) элементы разреза осадочного чехла, характеризующиеся преимущественным распространением пород определенного литологического состава или генезиса. В этом смысле можно говорить о выделении в разрезе чехла водоносных серий преимущественно терригенных и карбонатных пород, морских или континентальных отложений определенного возраста, учитывая при этом не только различия литологического состава, но и особенности строения выделенных элементов чехла в плане и в разрезе.

Водоносная серия рассматривается обычно как стратификационный элемент «свободного» пользования без четкого определения общих гидрогеологических признаков ее выделения. В гид-

Классификация подземных вод А. М. Овчинникова (1949)

Основные типы	Подтипы		Особые типы	
	Воды в пористых горных породах («поровые» воды)	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	Воды районов вечной мерзлоты	Воды районов молодого вулканизма
Воды зоны аэрации	Почвенные воды Болотные воды Верховодка Воды такыров и бугристых песков (в пустынях) Воды песчаных массивов и дюн (на побережье морей)	Локальные воды коры выветривания трещиноватых горных пород Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов Воды кровли лавовых потоков и туфобрекчий	Воды деятельного слоя	Дериватные воды термальных источников Воды временно функционирующих фумарол в периоды увлажнения
Грунтовые воды	Аллювиальные воды Воды речных террас Воды древнеаллювиальных отложений Воды флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подмаренных песчано-галечниковых накоплений) Воды коры выветривания коренных отложений	Трещинные грунтовые воды кровли коренных пород и основания лавовых потоков Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды осадочных отложений Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)	Надмерзлотные воды	Воды повышенной температуры, обогащенные газами
Артезианские воды	Воды артезианских бассейнов (в песчаных пластах) Воды артезианских склонов (в моноκлиально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)	Воды артезианских систем (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород) Карстово-трещинные воды Воды зон тектонических разрывов Воды артезианских склонов (в краевых частях массивов интрузивных пород)	Межмерзлотные воды Подмерзлотные воды	Воды небольших фумарол и гейзеров Газирующие термальные (иногда горячие воды, восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит) Воды артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами

родинамическом отношении расчленение разреза с выделением водоносных серий практически всегда является условным, так как любой крупный стратиграфически единый интервал чехла чаще всего является сложным сочетанием водоносных и слабопроницаемых элементов более высоких порядков.

Строение разрезов слоистых осадочных пород определяет возможность выделения здесь только трех типов подземных вод, различных по условиям залегания, к которым относятся: *воды зоны аэрации*, формирующиеся в верхней ненасыщенной зоне горных пород (см. гл. 7); *грунтовые воды*, представляющие собой первый от поверхности земли водоносный горизонт, верхней границей которого является свободный уровень вод (верхняя граница зоны полного насыщения, см. гл. 2), и *межпластовые воды*, связанные с водоносными горизонтами, залегающими между двумя слабопроницаемыми пластами (табл. 6.2).

В гидрогеологических разрезах, сложенных *массивными* (неслоистыми) горными породами, величины и характер распределения в пространстве емкостных и фильтрационных свойств, а следовательно, и положение водоносных и слабопроницаемых элементов разреза определяются в общем случае развитием трещиноватости различных генетических типов (см. табл. 6.2). В соответствии с этим гидрогеологическое расчленение разрезов этого типа основано на выделении так называемых *водоносных зон трещиноватости* (А. С. Рябченков). Исходя из представлений о процессах формирования трещинной скважности горных пород обычно предусматривается выделение трех основных типов водоносных зон трещиноватости, подземные воды которых имеют существенно различные условия залегания (формирования): 1) региональная зона трещиноватости верхней части массивов скальных пород (зона выветривания); 2) линейно-локальные зоны трещиноватости, связанные с тектоническими нарушениями различного типа; 3) локальные зоны повышенной трещиноватости и обводненности внутренних (глубоких) частей массивов скальных пород.

При региональных исследованиях крупных массивов распространения кристаллических пород в связи с отсутствием данных о положении обводненных зон трещинных вод (кроме верхней зоны выветривания) гидрогеологическое расчленение чаще всего проводится путем выделения водоносных комплексов по различной стратиграфической принадлежности горных пород. Такое расчленение имеет определенный смысл, если породы выделяемых стратиграфических подразделений имеют существенно различный литолого-петрографический состав, но с гидродинамической точки зрения (условия залегания подземных вод, фильтрация и т. д.) чаще всего является чисто условным.

Попытки разработать более общие классификации подземных вод, полностью отражающие особенности состава и свойств этого сложного природного объекта, а также разнообразие условий его распространения, залегания и формирования, связь с геологиче-

скими структурами и типами водовмещающих пород, предпринимались А. М. Жермудским и А. А. Козыревым (1928), В. И. Вернадским (1936), Ф. П. Саваренским (1939), А. М. Овчинниковым (1949), Н. И. Толстихиным (1954, 1956), М. Е. Альтовским (1959), Е. В. Пиннекером (1983) и рядом других исследователей. Примеры таких классификаций представлены в табл. 6.3; 6.4. Сравнение даже только приведенных здесь классификаций показывает, что они построены существенно по-разному как в смысле выделения (названия) основных классифицируемых подразделений, так и в смысле их характеристик. В то же время даже очень подробные и сложно построенные классификации (например, В. И. Вернадского, Ф. П. Саваренского) не дают полного представления о классифицируемом объекте (химический состав подземных вод, температура, связь с геологическими структурами и др.). Это положение определяет необходимость дальнейших исследований с целью разработки единой (общей) классификации подземных вод.

Часть II

ФОРМИРОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 7

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ И ВОДЫ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

7.1. ВОДЫ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Как было указано выше, *зоной аэрации* (зоной неполного насыщения) называется верхняя часть разреза земной коры, ограниченная сверху поверхностью земли и снизу свободной поверхностью подземных вод первого водоносного горизонта. Мощность этой зоны изменяется практически от 0 до 200—250 м и более (см. гл. 2).

В соответствии с ее названием (зона неполного насыщения) свободное пространство в минеральном скелете пород зоны аэрации заполнено частично водой (связанные воды, капиллярные, свободные гравитационные, воды в виде пара, лед) и частично газами преимущественно атмосферного происхождения. При этом влажность пород зоны аэрации в плане (от участка к участку), в разрезе и во времени (по сезонам года и в годы различной водности) может меняться чрезвычайно сильно: в общем случае от уровня, соответствующего максимальной молекулярной влагоемкости (в условиях аридной зоны влажность пород зоны аэрации может быть и меньше значения $\omega_{\text{мм}}$), до значений, соответствующих полному насыщению ($W_{\text{макс}}$).

Уровень влажности пород аэрации и ее изменения в *разрезе зоны аэрации* определяется в первую очередь степенью увлажнения поверхности земли (периоды выпадения атмосферных осадков, весеннее снеготаяние, орошение и др.) и проницаемостью пород зоны аэрации, определяющей условия просачивания воды через поверхность земли и скорость ее перераспределения в разрезе. В свою очередь проницаемость, соотношение различных видов воды и, следовательно, влажность пород в решающей степени определяются также составом пород зоны аэрации (галечники, пески, супеси, суглинки, трещиноватые или закарстованные породы, слоистый разрез зоны аэрации и др.).

При этом экспериментально установлено, что при нисходящем движении (просачивании) свободных гравитационных вод через ненасыщенные породы зоны аэрации их проницаемость существенно зависит от влажности и может быть выражена в виде

$$K = K_{\Phi} \bar{W}^n, \quad (7.1)$$

где K_{Φ} — коэффициент фильтрации при полном насыщении $W_{\text{макс}}$; $\bar{W} = W/W_{\text{макс}}$ — относительная влажность; $n=3-4$ (Шестаков, 1981).

В условиях зоны аэрации, сложенной относительно слабопроницаемыми породами (супеси, суглинки), ее проницаемость и условия движения подземных вод в той или иной мере могут определяться скважностью, формирующейся в связи с развитием корневой системы растений и деятельностью животных (И. С. Пашковский и др.).

В насыщенных породах зоны аэрации движение подземных вод может осуществляться различными путями (движение парообразной воды, рыхлосвязанной воды и др.). Однако с точки зрения взаимодействия подземных вод зоны полного насыщения с поверхностью земли в качестве основных видов движения воды через зону аэрации обычно рассматривается вертикальный влагоперенос, осуществляющийся под действием гравитационных и капиллярно-сорбционных сил (Шестаков, Кац, 1981).

Одним видом такого вертикального влагопереноса является нисходящее движение свободных гравитационных вод (просачивание) от поверхности земли до уровня первого водоносного горизонта, формирующее инфильтрационное питание подземных вод. Другим — подъем подземных вод по системе капилляров от уровня первого водоносного горизонта до поверхности земли с последующим испарением (разгрузка грунтовых вод испарением — см. ниже).

По условиям залегания и особенностям водного режима в разрезе зоны аэрации обычно выделяют три характерных горизонта подземных вод: воды почвенного слоя, верховодку и воды капиллярной каймы (рис. 7.1).

Горизонт **почвенных** вод формируется в самой верхней части разреза вблизи поверхности земли, и мощность его чаще всего изменяется от первых десятков сантиметров до 1—2 м, реже более. Степень насыщения почвенного слоя и режим почвенной влаги определяются многими факторами (выпадение жидких атмосферных осадков, снеготаяние, орошение, таяние сезонно- или многолетнемерзлых пород, конденсация, испарение и транспирация и др.), в целом весьма изменчивыми. Переувлажненные почвы обычно формируются на участках неглубокого залегания грунтовых вод (горизонтов верховодки), где уровень капиллярной каймы постоянно находится в пределах почвенного слоя (см. рис. 7.1).

В связи с микроагрегатным составом почв, высоким содержанием органики и другими факторами в почвенном слое формируются преимущественно прочно-, рыхлосвязанные и капиллярные воды; в периоды интенсивного увлажнения почвенного слоя — свободные гравитационные воды. Основным видом движения почвенных вод является вертикальный влагоперенос под действием капиллярно-сорбционных и гравитационных сил (инфилт-

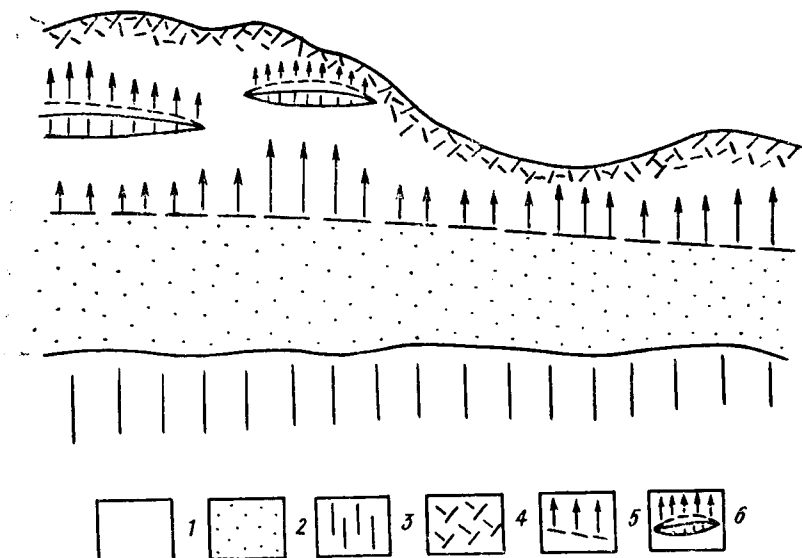


Рис. 7.1. Схема залегания типов подземных вод зоны аэрации: 1 — породы зоны аэрации; 2 — грунтового водоносного горизонта; 3 — слабопроницаемые породы; 4 — почвенный слой; 5 — уровень грунтовых вод и капиллярная кайма; 6 — верховодка

рация, испарение). В значительной степени режим горизонта почвенных вод определяется также расходом воды через корневую систему растений с последующей транспирацией (в зависимости от наличия и вида растительности, сезонов года и др.).

Верховодкой называются локально распространенные и, как правило, непостоянно существующие (сезоны основного увлажнения, многоводные годы и т. д.) скопления гравитационных вод, формирующиеся на пространственно невыдержанных «водоупорах» в породах зоны аэрации, выше уровня грунтового водоносного горизонта (см. рис. 7.1). Подобные водоупоры могут быть связаны с невыдержанными относительно маломощными прослоями и линзами слабопроницаемых пород (глины, суглинки), горизонтами погребенных почв, породами сезонномерзлого слоя (СМС) и др. Формирование верховодки наиболее типично для территорий со значительной мощностью зоны аэрации (центральные части междуречных пространств, предгорные равнины, аридные районы с глубоким залеганием уровня грунтовых вод). При этом наиболее благоприятные условия образования верховодки характерны для участков с относительно интенсивным инфильтрационным питанием, связанных с микропонижениями рельефа, орошаемыми массивами, участками сброса или складирования жидких промышленных отходов и т. д.

В зависимости от источников питания (инфильтрация, конденсация, орошение, сброс промышленных отходов и т. д.) водный режим и периоды существования горизонтов верховодки могут быть существенно различными. Истощение запасов воды в горизонтах верховодки (разгрузка) связано с фильтрацией в нижележащие породы зоны аэрации (при сезонном прекращении питания), испарением и транспирацией, в ряде случаев с интенсивным отбором воды. В зависимости главным образом от климатических условий местности, состава пород почвенного слоя и зоны аэрации, источников питания и условий разгрузки химический состав и минерализация воды могут быть существенно различными.

В районах распространения ММП в ряде случаев к верховодке относят также воды сезонноталого слоя (СТС). Однако условия формирования вод СТС существенно отличны от условий существования типичной верховодки (см. гл. 13).

Воды капиллярной каймы связаны непосредственно со свободной поверхностью первого водоносного горизонта (см. рис. 7.1). Мощность капиллярной каймы (высота подъема относительно уровня грунтовых вод) определяется гранулометрическим составом пород зоны аэрации (см. гл. 3) и может быть существенно различной. Перемещение вод капиллярной каймы в породах зоны аэрации определяется в основном изменением глубины залегания свободного уровня грунтовых вод в связи с сезонными и многолетними изменениями величин питания и разгрузки. Наличие капиллярной каймы, ее мощность и положение относительно поверхности земли имеют существенное значение для формирования водного режима (влажности) пород зоны аэрации и почвенного слоя, водоснабжения корневой системы растений и, следовательно, условий разгрузки грунтовых вод путем испарения и транспирации.

7.2. ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Грунтовыми водами (грунтовым водоносным горизонтом) называется первый от поверхности земли постоянно существующий регионально распространенный водоносный горизонт со свободным уровнем. Понятия «постоянно существующий» и «регионально распространенный» подчеркивают различие между грунтовыми водами и «верховодкой», которая также фиксируется как первый от поверхности водоносный горизонт (см. выше). В отличие от верховодки существование грунтового водоносного горизонта обычно связано с наличием регионально (в пределах всего рассматриваемого района или значительной его части) распространенного пласта слабопроницаемых пород (см. гл. 6). Понятия «свободный уровень», «свободная поверхность» подчеркивают тот факт, что верхней границей грунтового водоносного горизонта является свободный уровень подземных вод (см. рис. 7.1). При вскрытии водоносного горизонта в этом случае отсутствует из-

быточное давление на его кровле ($P = P_{\text{атм}}$) и уровень воды устанавливается на отметке вскрытия верхней границы горизонта. В связи с этим грунтовые воды не совсем верно (см. гл. 5) называются также безнапорными. На участках, где свободная поверхность грунтового горизонта располагается в локально распространенных слабопроницаемых породах, или покровных слабопроницаемых отложениях, собственно водоносный горизонт фиксируется горными выработками ниже подошвы слабопроницаемых отложений. При этом под действием избыточного гидростатического давления уровень воды устанавливается выше кровли водоносного горизонта. В этом случае подземные воды называются *водами с местным напором или субнапорными*.

В пределах платформенных территорий гумидной зоны земного шара при глубинах залегания до 10—15 м грунтовый водоносный горизонт формируется преимущественно в рыхлых отложениях четвертичного и неоген-четвертичного возраста. В аридной и полуаридной зонах с глубинами залегания грунтовых вод до 50 м и более, а также на участках с отсутствием или малой мощностью четвертичных отложений грунтовые воды могут быть связаны с отложениями любого возраста и состава. В массивах древних кристаллических пород и в горно-складчатых областях (кроме межгорных впадин и участков распространения рыхлых отложений значительной мощности) горизонт грунтовых вод связан, как правило, с верхней трещиноватой зоной горных пород (литифицированные осадочные, магматические, метаморфические породы). Для этих районов при интенсивной эрозийной расчлененности рельефа (горно-складчатые области) характерны максимальные глубины залегания грунтовых вод (до 200—250 м, возможно больше).

Питание и разгрузка грунтовых вод

Питание и разгрузка грунтовых вод, являющиеся основными элементами водного баланса любого водоносного горизонта, определяют *поступление воды в горизонт, накопление запасов подземных вод* и соответственно *отток и расходование* (сработку) *запасов подземных вод* данного водоносного горизонта (см. гл. 5). Питание грунтовых вод в общем случае осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков, конденсации, поглощения поверхностных вод, притока из нижележащих горизонтов и искусственного питания грунтовых вод. В связи с тем что грунтовый водоносный горизонт не изолирован от поверхности земли, питание грунтовых вод принципиально возможно в пределах всей площади распространения горизонта (область питания совпадает с областью распространения горизонта).

Под инфильтрацией понимается процесс *просачивания свободной гравитационной воды* от поверхности земли до уровня

грунтового водоносного горизонта. В соответствии с этим величина инфильтрационного питания обычно выражается в миллиметрах слоя воды, поступившей на уровень грунтовых вод за расчетный период времени (мм/сут, мм/мес, мм/год). При необходимости эта величина может быть выражена также расходом воды, поступившим за расчетный период времени на единицу поверхности грунтового водоносного горизонта, например модулем инфильтрационного питания (л/с·км²).

Величина инфильтрационного питания грунтовых вод в общем случае определяется интенсивностью увлажнения поверхности земли, строением и составом пород зоны аэрации, температурным режимом и влажностью пород зоны аэрации, видом растительности и др. Интенсивность увлажнения поверхности земли определяется количеством воды, поступающим на нее в виде жидких атмосферных осадков, при таянии снега, сельскохозяйственных поливах; рельефом поверхности, определяющим условия склонового стекания и накопления влаги в понижениях рельефа; интенсивностью испарения влаги с поверхности земли, зависящей от температуры воздуха и поверхности почвы, ветрового режима и характера растительности. В соответствии с этим, как правило, величина инфильтрационного питания не связана прямо с количеством (годовой суммы) атмосферных осадков. В летний период при высоких температурах поверхности почвы и приповерхностного слоя воздуха атмосферные осадки, поступающие на поверхность земли, частично или полностью расходуются на испарение и не формируют инфильтрационного питания.

Основные объемы инфильтрационного питания формируются, как правило, при интенсивном увлажнении поверхности земли в холодные периоды года с минимальными величинами испарения: летне-осенний период, в южных районах — зимний, а также период весеннего снеготаяния (табл. 7.1).

В годовом цикле могут быть выделены один или несколько (в зависимости от климатических условий местности) периодов с формированием питания грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков (см. табл. 7.1). Сумма атмосферных осадков за этот период рассматривается в этом случае в качестве «эффективной» суммы осадков.

Строение разреза, состав и влажность почвы и грунтов зоны аэрации определяют впитывающую способность почвенного слоя, скорость движения просачивающейся воды (м/сут, см/с), возможность достижения инфильтрующимися водами поверхности грунтового горизонта или формирование верховодки на различных уровнях разреза зоны аэрации и др. (см. рис. 7.1).

Если интенсивность увлажнения поверхности земли больше, чем впитывающая способность верхнего слоя почвы, происходит формирование склонового стока (стекание) и накопление дождевых или снеготалых вод в понижениях рельефа с последующим расходом их на испарение и фильтрацию в породы зоны аэрации.

Таблица 7.1

Годовое распределение атмосферных осадков и величин испарения с поверхности суши
 [(Материалы МГД, 1975)]

Станция	Речной бассейн	Среднее количество осадков (числитель), испарение с поверхности суши (знаменатель) по месяцам и за год, мм												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Таскный	оз. Валдайское	37,6	44,3	37,2	26,2	46,5	114,5	83,9	35,6	94,5	100,5	76,2	41,7	739
		6	8	15	45	68	109	86	75	(37)	17	4	5	475
Кярде	р. Суур-Эмайыги	27,0	49,8	53,8	10,5	5,0	51,6	51,0	72,0	37,7	65,7	64,6	50,2	539
		—	—	—	21	111	92	104	96	57	33	—	—	—
Травопольная	р. Битюга	8,8	16,4	31,6	9,0	11,4	92,4	19,8	68,6	19,8	53,0	42,0	31,2	404
		—	—	10	43	89	98	58	43	32	12	8	—	—
Балцата	р. Днестра	31,7	66,8	42,1	9,2	59,5	99,6	96,8	10,4	133,7	6,1	21,4	54,6	632
		—	—	—	19	49	68	94	26	42	18	18	13	—
Бузиновка	р. Сала	6,5	24,3	23,4	4,8	27,6	49,9	10,9	14,7	69,2	41,6	72,6	37,0	382
		—	—	—	20	101	76	23	—	—	—	—	—	—
Полевой	р. Москвы	29,3	13,9	19,1	36,5	23,6	49,8	88,9	28,5	88,8	116,4	69,9	30,1	595
		—	—	—	30	66	58	71	22	210	—	—	—	—
Кызылча	р. Сырдары	39,9	106,7	119,4	95,2	38,4	0,0	0,0	0,0	7,2	21,8	65,6	87,1	581
		—	—	—	—	51	22	16	14	25	15	—	—	—

В общем случае объем воды, поступающей через поверхность почвы в почвенный слой и далее в породы зоны аэрации, в той или иной мере превышает объем собственно инфильтрационного питания, достигающего уровня грунтового водоносного горизонта, поскольку часть этой воды расходуется на внутригрунтовое испарение, поглощение корневой системой растений и транспирацию, а также на формирование капиллярной и рыхлосвязанной воды (при влажности пород зоны аэрации ниже уровня наименьшей влагоемкости). При прочих равных условиях потери просачивающейся воды на испарение, транспирацию, формирование связанной воды зависят от гранулометрического состава и структуры «свободного» пространства пород зоны аэрации, определяющих проницаемость горных пород (скорость просачивания), а также относительные объемы связанной воды. Наибольшие скорости просачивания (и следовательно, относительно меньшие потери на испарение и транспирацию) характерны для условий, когда зона аэрации сложена крупнообломочными отложениями (крупнозернистые пески, галечники и др.) или трещиноватыми и закарстованными породами. Наиболее интенсивно процессы поглощения атмосферных осадков протекают на участках распространения непосредственно с поверхности интенсивно-трещиноватых и закарстованных горных пород. В этом случае процесс питания грунтовых вод за счет поглощения атмосферных осадков вместо термина «инфильтрация» (просачивание) чаще характеризуется понятием «инфлюация» (втекание).

Температурный режим зоны аэрации в решающей степени определяет движение парообразной воды и процессы конденсации влаги, испарение и транспирацию, изменение объемов капиллярной и рыхлосвязанной воды. Наличие сезонно промерзающего слоя, его мощность и скорость протаивания в решающей степени определяют условия формирования инфильтрационного питания в период весеннего снеготаяния.

Совместное влияние перечисленных выше факторов определяет резкие (практически от 0 до 300 мм/год и более) изменения величин инфильтрационного питания грунтовых вод не только в пределах различных широтно-климатических зон, но даже в пределах единых морфоструктурных элементов рельефа и смежных участков территории (табл. 7.2).

Средние величины инфильтрационного питания грунтовых вод, рассчитанные для участков площадью до 1000—1500 км², изменяются, например, для территории европейской части СССР от 3 до 350 мм/год и более, коэффициенты инфильтрации (% от осадков) — от 1 до 60% и более. Для большей части территории в пределах зон умеренного и избыточного увлажнения эта величина составляет 60—100 мм/год (10—15% от годовой суммы осадков). Величины инфильтрационного питания до 200—300 мм/год и более ($K_{\text{инф}} < 50$ —60%) характерны в основном для участков поверхностного распространения трещиноватых и интенсивно закарстованных пород (Подземный сток, 1964). Формирование кон-

Таблица 7.2

Годовые значения инфильтрации атмосферных осадков на отдельных участках Боровского поста за 1961—1962 гг.
(по Лебедеву, Ярцевой, 1967)

Участок (скважина)	Максимальная глубина до уровня грун- товых вод, м	Годовая сумма атмосферных осадков, мм/год	Величина инфильтра- ции, мм/год	Модуль инфильтраци- онного пита- ния, л/с·км ²	Коэффициент инфильтрации (% от осадков)
Северо-восточ- ный берег оз. Боровское, скв. 15,17	4,5	262	34	1,1	13
Там же, скв. 7	4,5	»	181	5,7	72
Южный берег, скв. 19	1,5	»	28	0,9	11
Там же, скв. 6	3,0	»	100	3,2	39
» скв. 3,19	9,0	»	177	5,6	68
» скв. 5,2	14	»	75	2,4	29

денсационного питания грунтовых вод связано с процессом образования свободной гравитационной (вероятно, капиллярно- и рыхлосвязанной) воды за счет молекул водяного пара, содержащегося в воздухе, заполняющем свободное пространство в минеральном скелете пород зоны аэрации. Основной объем конденсационного питания грунтовых вод формируется в летний (теплый) период года, когда значительные перепады суточных температур воздуха и распределение температур в разрезе зоны аэрации обеспечивают существование нисходящего (от поверхности земли) движения молекул водного пара под действием градиента температур. Предположительно еще более интенсивно протекает этот процесс в условиях, когда строение и структура скважности пород зоны аэрации обуславливают относительно свободное поступление в породы зоны аэрации влажного воздуха с поверхности земли. Данные экспериментальных оценок величины конденсационного питания грунтовых вод (В. В. Климочкин), действительно, свидетельствуют о том, что при прочих равных условиях объем этого питания существенно зависит от гранулометрического состава пород зоны аэрации. Наименьшая интенсивность конденсационного питания 50—80 см³/м³·сут фиксируется в суглинистых породах и супесях (пески, галечники, щебень до 180—250 см³/м³·сут), вероятно, также в связи с тем, что в этих породах конденсирующая влага частично расходуется на формирование различных видов связанной воды.

Результаты экспериментальных оценок, выполненных для районов с различными природными условиями, показывают, что величина конденсационного питания грунтовых вод изменяется в пределах от 5,0 до 80 мм/год (0,15—2,5 л/с·км²). По оценкам В. В. Климочкина (1975), конденсационное питание составляет в среднем до 30% от общего годового питания грунтовых вод.

Для гумидных территорий эта цифра, вероятно, завышена. С другой стороны, в условиях пустынных районов (данные, полученные по Каракумам) (Огильви, 1963) относительно невысокие значения конденсации, составляющие 11,2—17,8 мм/год, могут в отдельные годы являться практически единственным видом питания грунтовых вод.

В большинстве случаев при экспериментальных и расчетных определениях питания грунтовых вод через зону аэрации производится оценка суммарной величины инфильтрационного и конденсационного питания. Количественные оценки собственно конденсационного питания грунтовых вод могут быть выполнены в периоды предположительного отсутствия инфильтрации или с помощью постановки специальных экспериментальных исследований в зоне аэрации.

Поглощение поверхностных вод формируется на участках, где уровень воды в поверхностных водоемах (болота, озера, водохранилища) и водотоках (реки, ручьи, каналы и т. д.) располагается *гипсометрически выше* уровня подземных вод первого водоносного горизонта. Такие условия наиболее характерны для центральных частей высоких междуречных пространств, предгорных равнин, возвышенных участков горного рельефа, районов распространения карста и др. Разница уровней воды обуславливает наличие градиента напора (см. гл. 5), определяющего *возможность нисходящей фильтрации* через ложе водоема (русло реки и др.) в залегающий *гипсометрически ниже* грунтовый водоносный горизонт. Скорость фильтрации и расходы потока на единицу поглощающей поверхности (м^2 , км^2) определяются прежде всего фильтрационными свойствами (K_f) донных или русловых отложений и залегающих ниже пород зоны аэрации (грунтового водоносного горизонта).

В общем случае в зависимости от строения разреза и условий взаимодействия поверхностных и подземных вод могут быть выделены три различные схемы поглощения: 1) с отсутствием гидравлической связи поверхностных и подземных вод, 2) с наличием гидравлической связи при постоянном положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта, 3) с наличием гидравлической связи при периодическом положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта (рис. 7.2).

Поглощение поверхностных вод в условиях отсутствия гидравлической связи формируется главным образом на участках с **глубоким залеганием** поверхности грунтовых вод при двухслойном строении разреза с относительно меньшей проницаемостью пород

схема «подпертой» фильтрации; *а* — схема периодического питания при подъемах уровня поверхностных вод. 1 — проницаемые породы (водоносные); 2 — слабопроницаемые породы; 3 — уровень грунтовых вод; 4 — положения уровня грунтовых вод на различные периоды времени (Δt), при «мгновенном» подъеме уровня поверхностных вод; 5 — уровень поверхностных вод; 6 — направления движения грунтовых вод

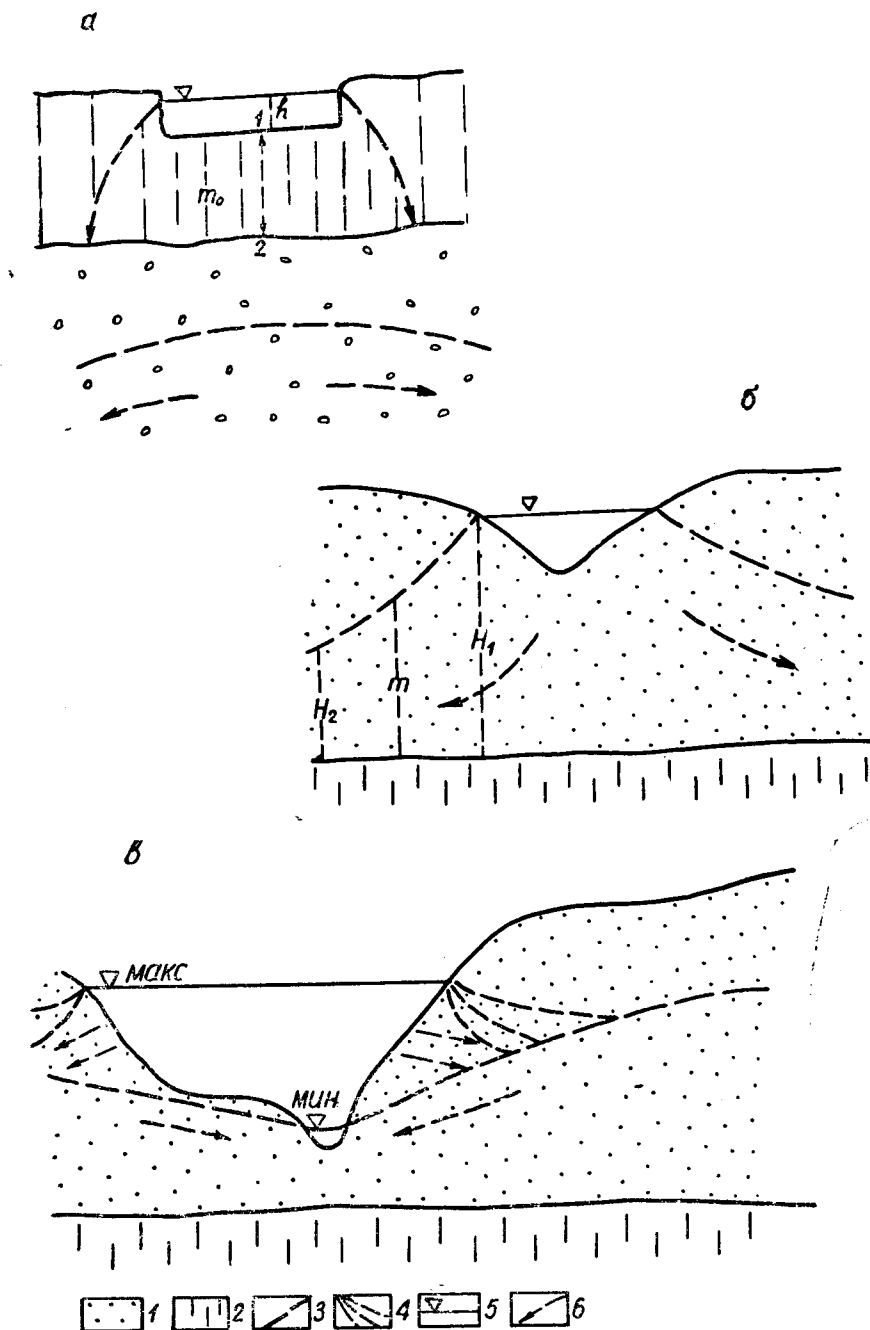


Рис. 7.2. Схемы формирования питания грунтового водоносного горизонта за счет поглощения поверхностных вод: *a* — схема «свободной» фильтрации; *б* —

верхнего слоя (см. рис. 7.2, а). Подобное строение разреза зоны аэрации встречается достаточно часто при залегании существенно глинистых аллювиальных отложений (пойменная фация аллювия), ледниковых валунных суглинков, делювиально-аллювиальных, покровных и других отложений на высокопроницаемых крупнообломочных отложениях, интенсивно-трещиноватых и закарстованных породах. Во многих случаях при однородном строении разреза, представленного высокопроницаемыми породами, роль слабопроницаемого «экрана» между поверхностными и грунтовыми водами играет относительно маломощный слой русловых (донных) отложений, высокие фильтрационные сопротивления которого определяются коьматацией «фильтрующего» пространства (даже высокопроницаемых пород) глинистым материалом, наиболее интенсивно происходящей как раз в условиях поглощения поверхностных вод (заиливание русловых отложений).

В условиях двухслойного строения разреза зона насыщения под руслом (дном водоема) формируется только в породах слабопроницаемого слоя. Ниже от подошвы слабопроницаемого слоя в породах с относительно большей проницаемостью до уровня грунтовых вод существует зона неполного насыщения со свободным просачиванием воды, фильтрующейся через слабопроницаемый слой. В соответствии с этим подобная схема поглощения поверхностных вод условно называется схемой «свободной фильтрации» (поглощения).

При поглощении поверхностных вод по схеме свободной фильтрации скорость фильтрации из водоема и расход воды на единицу поверхности дна водоема ($\text{м}^2, \text{км}^2$) в решающей степени определяются значением проницаемости (K_Φ) верхнего слоя. Однако в этом случае фильтрация воды на участке 1—2 (см. рис. 7.2, а) осуществляется с большими значениями напорного градиента

$$I_0 = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{h_1 + z_1}{m_0} > 1$$

(I_0). В общем случае при малой мощности руслового слабопроницаемого слоя значение напорного градиента может быть значительно больше 1, это определяет относительно высокие скорости фильтрации и расходы поглощения поверхностных вод даже при низких значениях проницаемости верхнего слоя ($K_0 = 10^{-2} — 10^{-4} \text{ м/сут}$).

Движение грунтовых вод под зоной поглощения формируется в соответствии с распределением напоров или в одном направлении, или в виде двух смежных потоков грунтовых вод, разделенных водоразделом (см. рис. 7.2, а).

При наличии гидравлической связи поверхностных и грунтовых вод и постоянном положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта под руслом реки или дном водоема существует зона постоянного насыщения (рис. 7.2, б). Формируются потоки грунтовых вод, направленные в обе стороны от русла реки или радиально расходящийся поток грунтовых

вод, при фильтрации из водоема. Фильтрационные потери из русла (расход на единицу длины русла $\text{м}^3/\text{сут} \cdot \text{м}$, $\text{м}^3/\text{сут} \cdot \text{км}$) определяются в этом случае главным образом проводимостью пласта (Km) и разностью напоров ($H_1 - H_2$) в прирусловой части потока (см. рис. 7.2, б), обеспечивающих отток грунтовых вод от зоны поглощения. При формировании поглощения непосредственно в прирусловой части потока грунтовых вод всегда фиксируется определенный подъем (подпор) их уровня, в соответствии с чем она не совсем правильно называется *схемой подпорной фильтрации*.

При наличии гидравлической связи и периодическом положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта поглощение поверхностных вод происходит только при подъемах уровня поверхностных вод (паводки, половодья, приливы и др.), так как при спаде уровней поверхностных вод и при его низких положениях осуществляется разгрузка грунтовых вод в русло реки (см. рис. 7.2, г). В период подъема уровня поверхностных вод в прирусловой части потока грунтовых вод создается «обратная» разность напоров, определяющая фильтрацию (поглощение) поверхностных вод в берега и формирование зоны периодического насыщения. Размеры зоны периодического насыщения и положение ее верхней границы (уровня грунтовых вод) существенно изменяется во времени, в связи с чем подобная схема взаимодействия поверхностных и подземных вод называется *нестационарным подпором грунтовых вод при фильтрации из русла (водоема)*.

При постоянном подъеме уровня поверхностных вод (создание водохранилища) в предельном случае через определенный (длительный) интервал времени в результате фильтрации поверхностных вод в берега, притока по пласту и местного инфильтрационного питания формируется новое (стационарное, стационарный подпор) положение уровня грунтовых вод (см. рис. 7.2, г), при котором восстанавливается разгрузка грунтовых вод в реку (водохранилище).

Процесс формирования нестационарного подпора в крупных речных долинах при прохождении паводков и паводков подробно рассмотрен Б. И. Куделиным (1960). Им показано, что при взаимодействии поверхностных и подземных вод по этой схеме практически не происходит собственно питания грунтовых вод, поскольку за вычетом расходов на испарение и транспирацию практически весь объем речных вод, профильтровавшихся в берега при подъеме уровня, возвращается обратно в русло на нисходящей стадии паводка (при спаде уровней поверхностных вод). По Б. И. Куделину, этот процесс может рассматриваться в качестве так называемого процесса берегового регулирования речного стока.

При залегании уровня грунтовых вод ниже уровня поверхностных вод формирование той или иной схемы поглощения (см. рис. 7.2) определяется, как было сказано выше, прежде всего строением разреза, проницаемостью породы зоны аэрации и глубиной залегания уровня грунтовых вод. Поскольку эти характе-

ристики могут довольно сильно меняться по длине русла реки и даже во времени (изменение русловых сопротивлений при отложении или переотложении донных осадков, подмыве и обрушении берегов, сезонные подъемы уровня грунтовых вод и т. д.), схема взаимодействия поверхностных и грунтовых вод (от участка к участку или в различные сезоны года и т. д.) может меняться. В соответствии с этим в каждом конкретном случае обоснование схемы поглощения поверхностных вод (на данном участке) может быть основано только на фактических данных о положении уровня грунтовых вод под руслом реки (водоема) или непосредственно в прирусловой части потока грунтовых вод (см. рис. 7.2).

Питание грунтовых вод за счет восходящей фильтрации из нижележащих горизонтов возможно на участках, где пьезометрическая поверхность напорных вод устанавливается выше уровня грунтового водоносного горизонта (рис. 7.3).

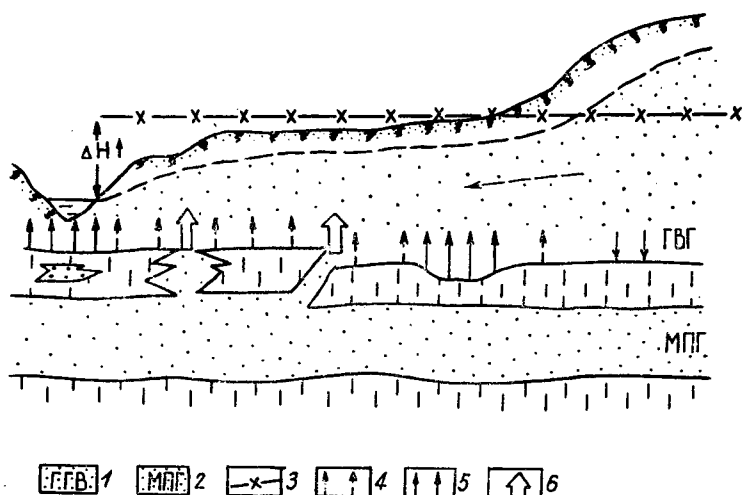


Рис. 7.3. Схема формирования питания грунтовых вод за счет фильтрации из нижележащего водоносного горизонта: 1 — грунтовые воды; 2 — межпластовый водоносный горизонт; 3 — пьезометрический уровень межпластовых вод; 4 — затрудненная рассредоточенная фильтрация (перетекание); 5 — локальное интенсивное перетекание; 6 — фильтрация по «гидрогеологическим окнам» (остальные обозначения см. рис. 7.2)

Подобное соотношение уровней характерно главным образом для относительно пониженных участков территории (днища речных долин, глубокие бессточные впадины, озерные котловины, заболоченные низменности и др.), где низкое положение уровня грунтовых вод определяется наличием близко расположенных участков интенсивной разгрузки. Соотношение уровней грунтовых и более глубоких подземных вод обуславливает в этом случае

наличие соответствующей разности напоров (ΔH) и межпластового напорного градиента (I_0), определяющего возможность субвертикальной восходящей фильтрации из нижележащего водоносного горизонта (см. рис. 7.3). При постоянном (в пределах участка) значении разности напоров (ΔH) характер и величины восходящей фильтрации в грунтовый водоносный горизонт в решающей степени определяются фильтрационными свойствами (K_0) и мощностью (m_0) разделяющего слабопроницаемого слоя. В области сплошного распространения пород слабопроницаемого слоя будут существовать наиболее затрудненные условия восходящей фильтрации и, следовательно, наименьшие (на единицу площади) величины питания грунтового водоносного горизонта. Подобная затрудненная субвертикальная фильтрация через выдержанные слабопроницаемые слои называется обычно перетеканием (межпластовое перетекание).

На участках, где породы слабопроницаемого слоя характеризуются более высокими значениями проницаемости (изменение гранулометрического состава, зоны с интенсивной трещиноватостью и т. д.) или уменьшением его мощности (древние эрозионные размывы и др.), условия взаимодействия смежных горизонтов будут более благоприятными и величины питания грунтовых вод относительно большими (локальное интенсивное перетекание). Наиболее благоприятные условия взаимодействия смежных горизонтов и в общем случае наибольшие величины питания будут характерны для участков с «открытой» гидравлической связью (отсутствием пород слабопроницаемого слоя). Такие участки, связанные с зонами фациального замещения слабопроницаемых пород, глубокими эрозионными размывами, зонами тектонических нарушений и др. (см. рис. 7.4), условно называются «гидрогеологическими окнами», по которым осуществляется открытая гидравлическая связь двух смежных водоносных горизонтов.

В реальных условиях участки с различной степенью связи грунтовых и более глубоких подземных вод будут характеризоваться различными значениями разности напоров (при прочих равных условиях ΔH прямо пропорциональна значению фильтрационного сопротивления), и распределение величин питания грунтовых вод за счет перетекания из нижележащего горизонта является значительно более сложным. В общем случае даже при относительно низкой проницаемости пород разделяющего слоя ($K_0 \leq 10^{-4}$ м/сут) в связи с возможностью существования значительных напорных градиентов (до $I > 1$) и большой площадью поперечного сечения потока (см. гл. 5) величины подобного питания грунтовых вод могут достигать 1,0—1,5 л/с·км² (30—50 мм/год) и более.

На участках, где грунтовый водоносный горизонт подстилается трещиноватыми или закарстованными породами, питание грунтовых вод за счет притока из нижележащих горизонтов осуществляется главным образом на локальных участках по зонам

интенсивной трещиноватости (закарстованности). Условия фильтрации и объемы питания могут быть существенно различными в зависимости от типа и строения конкретной зоны, глубины ее заложения, гидродинамического режима и др. (см. гл. 9).

Искусственное питание грунтовых вод. В связи с интенсивным развитием хозяйственной деятельности происходит постепенное сокращение территорий с сохранением естественных условий (естественного режима) питания грунтовых вод. Распашка целинных земель, вырубка леса, сельскохозяйственные мелиорации, гидротехническое строительство и другие виды хозяйственной деятельности человека приводят к тем или иным изменениям условий естественного питания грунтовых вод на обширных территориях. Особенно сильно влияют на изменение условий питания грунтовых вод виды хозяйственной деятельности, с которыми связаны резкие изменения водного режима и интенсивности увлажнения поверхности земли (орошение, обводнение пастбищ, создание прудов и водохранилищ и др.). В целом можно считать, что на земном шаре в настоящее время практически отсутствуют сколько-нибудь крупные регионы с сохранением абсолютно естественных (ненарушенных) условий формирования питания грунтовых вод. В соответствии с этим существует некоторая неопределенность с понятиями естественное и искусственное питание грунтовых вод. Вероятно, правильнее, рассматривая различные виды и степень изменения естественных условий формирования питания грунтовых вод, определять их как условия естественно-антропогенные (т. е. естественные условия, в той или иной мере измененные антропогенным воздействием). При этом в качестве собственно искусственного питания грунтовых вод следует рассматривать питание, формирующееся в связи с инженерно-хозяйственными мероприятиями, непосредственной целью которых является увеличение запасов грунтовых вод. Основными мероприятиями этого типа являются создание инфильтрационных бассейнов, поглощающих колодцев, нагнетательных скважин и др. (см. гл. 14).

Разгрузка грунтовых вод осуществляется в виде источников, фильтрацией в русло или дно водоема при наличии гидравлической связи грунтовых и поверхностных вод, путем испарения, перетеканием в нижележащие водоносные горизонты, искусственным путем.

Источниками (родниками) называются естественные выходы подземных вод (в том числе грунтовых) на поверхность земли. Образование источника как формы разгрузки грунтовых вод определяется главным образом двумя причинами: эрозийной расчлененностью рельефа, обуславливающей вскрытие водоносного горизонта эрозийными врезами (понижениями в рельефе), и фильтрационной неоднородностью водовмещающих пород, обуславливающей неравномерную обводненность разреза, наличие высокопроницаемых участков, зон интенсивной трещиноватости и закарстованности, наличие слабопроницаемых экранов и др.

Собственно источниками называются, как правило, концентрированные одиночные выходы подземных вод, однако такая разгрузка может осуществляться в виде высачивания (малодобитные рассредоточенные выходы), линейных или пластовых выходов, имеющих определенную протяженность, и групповых выходов (несколько близко расположенных источников).

В гидрогеологической литературе рассматривается ряд классификаций источников (по типам подземных вод, типу водовмещающих пород, характеру выхода на поверхность, дебитам источников, температуре и другим факторам), разработанных А. М. Овчинниковым, Н. А. Мариновым и Н. И. Толстихиным, М. Е. Альтовским, Ф. П. Саваренским, О. К. Ланге и др.

По характеру и условиям выхода собственно грунтовых вод на поверхность земли источники подразделяются на контактовые, эрозионные, экранированные, субфлювиальные и субаквальные (рис. 7.4).

Контактные выходы грунтовых вод (источники) образуются в том случае, когда эрозионные врезы вскрывают контакт водоносных пород (грунтового горизонта) с подстилающими слабопроницаемыми породами (см. рис. 5.1). Разгрузка грунтовых вод контактового типа нередко проявляется также в виде рассредоточенного высачивания, пластовых или групповых выходов маркирующих границу распространения водоносных пород (контакт) на определенном протяжении. При вскрытии эрозионным врезом разреза с переслаиванием водоносных и слабопроницаемых горных пород контактовая разгрузка может проявляться в виде ярусно расположенных выходов подземных вод, приуроченных к подошве (контактам) нескольких водоносных горизонтов.

По характеру выхода контактовые источники всегда являются нисходящими.

Эрозионные (правильнее депрессионные) источники образуются в том случае, когда эрозионные врезы вскрывают депрессионную поверхность грунтовых вод, не прорезая весь водоносный горизонт до подстилающего водоупора (см. рис. 4.2). Формирование подобных выходов весьма характерно для понижений в тыловых швах речных и озерных террас, заболоченных низменностей, а также для мелких эрозионных врезов (овраги, промоины, балки и др.) на участках с относительно неглубоким залеганием уровня грунтовых вод. Во многих случаях источники этого типа имеют сезонный характер, так как в периоды с низким положением уровня грунтовых вод мелкие эрозионные врезы не достигают поверхности водоносного горизонта (см. рис. 5.2). В общем случае эрозионные выходы грунтовых вод дренируют только верхнюю часть водоносного горизонта, а основная разгрузка осуществляется ниже по потоку в более глубоких эрозионных врезях.

Экранированные выходы (источники) грунтовых вод формируются в условиях, когда поток грунтовых вод (по направлению движения) достигает границы распространения слабопро-

нищаемых пород (экрана). Подобные условия разгрузки характерны для оползневых склонов, а также для участков фациального или тектонического экранирования водоносных пород (см. рис. 4.3). Наличие слабопроницаемого экрана приводит к мест-

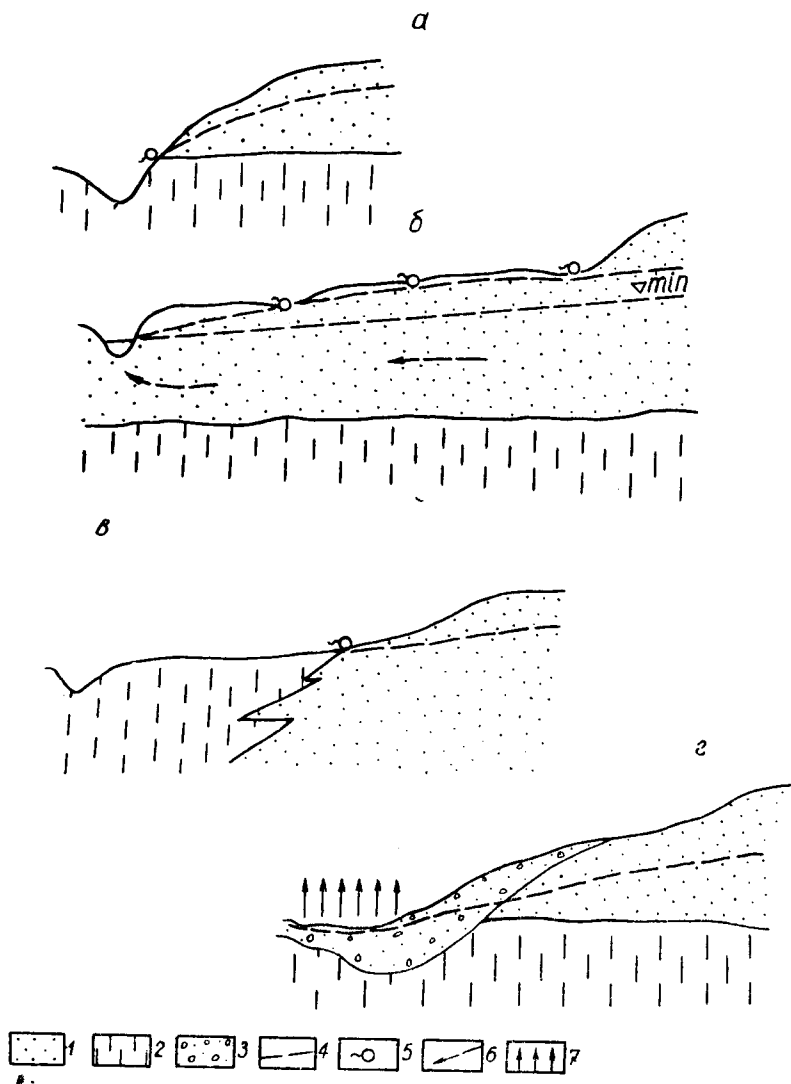


Рис. 7.4. Основные схемы формирования естественных выходов (источников) грунтовых вод: а — контактовый; б — депрессионный; в — экранированный; г — субфлювиальный. 1 — проницаемые (водоносные) породы; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — рыхлые склоновые образования; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — источник; 6 — направление движения грунтовых вод; 7 — разгрузка грунтовых вод испарением

ному подъему уровня грунтовых вод и к формированию на более высоких отметках в определенной мере «восходящей» (подпертой) разгрузки грунтовых вод.

Субфлювиальными (А. М. Овчинников) называются выходы грунтовых вод, перекрытые рыхлыми склоновыми отложениями, которые образуются главным образом при контактовых формах разгрузки (см. рис. 4.4). Наличие рыхлых склоновых образований приводит к тому, что грунтовые воды, разгружающиеся на контакте водоносных и слабопроницаемых пород, не образуют отдельного выхода (источника), а фильтруются в рыхлые отложения, разгружаясь в виде источников (высачиваний) на более низких отметках или путем испарения и транспирации.

Субаквальными источниками называются сосредоточенные выходы подземных вод (групповые выходы, пластовая разгрузка и др.), формирующиеся в руслах рек или на дне водоемов ниже уровня поверхностных вод.

Дебиты источников (расходы воды: л/с, м³/с и т. д.) изменяются в широких пределах главным образом в зависимости от состава и проницаемости водовмещающих пород, а также условий вскрытия водоносного горизонта и характера выхода. По классификации Н. А. Маринова и Н. И. Толстихина источники по величине их дебита подразделяются на малodeбитные (менее 1 л/с), среднедебитные (1—10 л/с) и высокодебитные (более 10 л/с).

Наиболее крупные источники с дебитом до 1,0 м³/с и более связаны, как правило, с интенсивно закарстованными породами, зонами интенсивной тектонической трещиноватости скальных пород, молодыми эффузивными породами и крупнообломочными осадочными (см. гл. 10, 11).

Разгрузка грунтовых вод при наличии гидравлической связи с поверхностными водами формируется непосредственно в русла рек и водоемы ниже уровня поверхности вод (см. рис. 7.2).

В зависимости от строения гидрогеологического разреза, а также распределения фильтрационных свойств водовмещающих пород и «руслового» слоя разгрузка этого типа осуществляется либо в виде рассредоточенной (относительно равномерной) фильтрации через донные отложения, либо путем концентрированных субаквальных выходов (источников). В большинстве случаев при наличии гидравлической связи грунтовых и поверхностных вод формируется двусторонний приток к дрене (см. рис. 7.2) с формированием под руслом реки границы между двумя разнонаправленными потоками грунтовых вод (условия полного дренирования потока грунтовых вод). Однако в специфических условиях (карст, трещиноватые породы и др.) возможно существование участков с односторонней разгрузкой, когда часть потока «проскакивает» под руслом в направлении более глубокой дрены (неполное дренирование). В этом случае на противоположном (от участка разгрузки) берегу уровень грунтовых вод, как правило, залегает ниже уровня поверхностных вод, что обеспечивает также возможность питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностных.

Схема с формированием разгрузки при низких положениях уровня поверхностных вод и поглощения при подъемах уровня воды в реке, озере и других водоемах рассмотрена выше (см. рис. 7.2).

Испарение является одним из основных видов разгрузки на участках с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод. Собственно разгрузка грунтовых вод в этом случае может осуществляться тремя путями: испарением с поверхности почвы, когда капиллярная кайма, формирующаяся над уровнем грунтовых вод, достигает почвенного слоя (испарение с капиллярной каймы), испарение в породе зоны аэрации при глубоко залегании уровня грунтовых вод (внутригрунтовое испарение), поглощение воды корневой системой растений в случае, если она достигает уровня грунтовых вод или поверхности капиллярной каймы (транспирация).

На участках с глубоким залеганием уровня грунтовых вод испарение влаги из почвенного слоя, верхней части зоны аэрации и поглощение воды корневой системой растений не могут рассматриваться как разгрузка грунтовых вод, поскольку в этом случае расходуется вода зоны аэрации, еще не достигшая уровня грунтового водоносного горизонта. Эти процессы определяют водный режим пород зоны аэрации, в значительной степени снижая возможную суммарную величину питания грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации, но не являются собственно разгрузкой грунтовых вод.

Исходя из этого очевидно, что суммарная величина разгрузки грунтовых вод испарением, кроме величин радиационного баланса (температура воздуха и почвенного слоя, характер ее внутригодового, сезонного, суточного изменения и др.), определяется глубиной залегания уровня грунтовых вод, строением и составом пород зоны аэрации, определяющими высоту капиллярного поднятия, наличием и видом растительности. Ориентировочная оценка величины разгрузки грунтовых вод может быть выполнена, например, по формуле, предложенной С. Ф. Аверьяновым (1956):

$$W_z = Z_0 \left(1 - \frac{H}{H_k} \right)^n, \quad (7.2)$$

где W_z — интенсивность испарения с уровня грунтовых вод; Z_0 — максимально возможная при данных климатических условиях величина испарения (так называемая испаряемость, принимаемая равной испарению с открытой водной поверхности); H — глубина залегания уровня грунтовых вод; H_k — критическая глубина залегания; n — эмпирический коэффициент, зависящий от строения и состава пород зоны аэрации ($n=1-3$). Критическая глубина залегания (H_k) в общем случае определяется строением зоны аэрации и видом растительности и оценивается эмпирическим путем, или рассчитывается исходя из величины капиллярного поднятия. Для почвенного слоя и верхних покровных отложений в различных климатических условиях H_k изменяется от 2 до 4 м, возможно несколько больше (Ковда, 1947).

В соответствии с видом зависимости (7.2) при значениях $H \geq H_k$ разгрузка грунтовых вод испарением прекращается ($W_z = 0$). Однако, это не совсем верно, поскольку и в этих условиях возможна ограниченная разгрузка грунтовых вод путем «внутригрунтового испарения» (табл. 7.3). При малых глубинах зале-

Таблица 7.3

Распределение величин разгрузки грунтовых вод испарением на балансовых участках Северо-Казахстанской гидрогеологической станции в 1960—1961 гг. (Лебедев, Ярцева, 1967)

Участок (скважина)	Максимальная глубина до уровня грунтовых вод, м	Испарение грунтовых вод, мм/год
Восточный берег оз. Копа, скв. 16	3,0	94
Там же, скв. 69а	4,5	20
Пойма р. Ишим, скв. 83	2,5	123
Левый берег р. Ишим, скв. 507	10,0	6,0
Надпойменная терраса р. Чаглинка, скв. 36	1,5	139
Котловина оз. Чаглы-Тенгиз, скв. 38а	2,0	112
Там же, скв. 45а	5,0	60

гания грунтовые вод (относительно H_k) и значения эмпирического коэффициента $n > 1$ интенсивность разгрузки грунтовых вод испарением может превышать величину максимально возможного испарения. Это объясняется более интенсивным прогревом почвы по сравнению с водной поверхностью, наличием транспирации растительностью, а также большим размером испаряющей поверхности (с учетом агрегатного строения почвы).

Влияние перечисленных выше факторов приводит к тому, что даже в единых климатических и ландшафтных условиях величина разгрузки грунтовых вод испарением изменяется в широких пределах (см. табл. 7.3).

Разгрузка грунтовых вод за счет перетекания в нижележащие горизонты возможна на участках, где уровень грунтового водоносного горизонта залегает гипсометрически выше пьезометрической поверхности более глубоких подземных вод. Подобное соотношение уровней характерно главным образом для относительно повышенных участков территории, удаленных от областей интенсивной разгрузки грунтовых вод (центральные части междуречных пространств, высокие надпойменные террасы, предгорные равнины и др.). Указанное соотношение уровней определяет существование вертикального (межпластового) напорного градиента, обуславливающего возможность формирования субвертикальной нисходящей фильтрации грунтовых вод в нижележащие водоносные горизонты. Условия формирования нисходящей межпластовой фильтрации грунтовых вод, распределение величин и другие параметры аналогичны рассмотренным выше (см. рис. 7.3 с обратным знаком).

Искусственная разгрузка грунтовых вод формируется на участках, где уровень водоносного горизонта вскрывается горными выработками или любыми техногенными понижениями, создаваемыми на поверхности земли (шахты, карьеры, котлованы, дорожные выемки и др.). Специфическими участками разгрузки являются дренажные сооружения (канавы, каналы и др.), создаваемые специально для снижения уровня грунтовых вод, и водозаборные сооружения (колодцы, скважины, галереи), с помощью которых осуществляется эксплуатация (водоотбор) грунтовых вод.

Движение грунтовых вод

Распределение напоров в грунтовом водоносном горизонте, определяющее закономерности и направление движения грунтовых вод (см. гл. 5), формируется в связи с распределением величин их питания и разгрузки. Поскольку питание грунтовых вод принципиально возможно в пределах всей площади их распространения, а основная разгрузка (дренирование) грунтового водоносного горизонта осуществляется преимущественно в понижениях рельефа, общей закономерностью является *движение грунтовых вод в направлении от относительно приподнятых участков территории к пониженным элементам рельефа*, в этих же направлениях происходит постепенное снижение напоров грунтовых вод.

При определении величины напора грунтовых вод (в каждой конкретной точке) в качестве единой плоскости сравнения, как правило, принимается уровень Мирового океана (z_0), в связи с чем величина напора соответствует *абсолютной отметке уровня грунтовых вод* (в данной точке), за исключением участков, где давление на верхней границе горизонта не равно атмосферному. В зависимости от положения точки в потоке грунтовых вод пьезометрическая высота ($h = p/\gamma$) и расстояние до плоскости сравнения (z) могут быть различными, но в каждом сечении профильного потока величина напора будет соответствовать абсолютной отметке поверхности грунтовых вод.

При наличии на площади распространения водоносного горизонта системы точек с известной абсолютной отметкой поверхности грунтовых вод эти точки (или промежуточные, полученные прямой интерполяцией) могут быть соединены плавными кривыми линиями — гидроизогипсами (см. рис. 5.5).

Гидроизогипсы — линии, соединяющие точки с одинаковой абсолютной отметкой поверхности (уровня) грунтовых вод, исходя из изложенного выше, являются линиями равного напора. Система этих линий, построенная для любого участка территории, характеризует положение (абсолютные отметки) реально существующей поверхности грунтового водоносного горизонта, а также распределение напоров грунтовых вод в пределах рассматриваемого участка. В соответствии с общей закономерностью распределения напоров грунтовых

вод эта поверхность, как правило, в сглаженной форме «повторяет» поверхность земли, снижаясь от возвышенных (междуречных) участков территории к дренирующим понижениям в рельефе. В пределах каждого междуречного пространства, ограниченного дренами, формируются два разнонаправленных потока грунтовых вод, разделенных подземным водоразделом.

Таким образом, можно считать, что в «нормальных» условиях в грунтовом водоносном горизонте формируется система «местных» потоков грунтовых вод, *гидродинамические границы которых определяются современным рельефом территории (водоразделы) и конфигурацией гидрографической сети (дрены).*

Как уже указывалось выше (Н. Н. Хаджибаев, В. М. Шестаков и др.), существует представление о потоках подземных вод, выделяемых на основе литолого-генетического типа водовмещающих пород, геоморфологических элементов или геологических структур (потоки подземных вод во флювиогляциальных или аллювиальных отложениях, в речных долинах, предгорных склонах, локальных структурах и др.). Применительно к грунтовому водоносному горизонту выделение потоков по этим принципам условно. Во-первых, границы литогенетических комплексов, геоморфологических элементов в большинстве случаев не являются *гидродинамическими* границами, поскольку через них осуществляется движение грунтовых вод. Во-вторых, в пределах таких элементов (поток грунтовых вод флювиогляциальной равнины, поток предгорного склона и т. д.) в большинстве случаев также существует система «местных» гидродинамических обособленных потоков грунтовых вод, границы которых определяются современным рельефом и конфигурацией гидрографической сети.

Режим и баланс грунтовых вод

В соответствии с уравнением (5.18) водный баланс любого элемента (участка) грунтового водоносного горизонта может быть представлен в общем виде:

$$W + K + Q_{\text{пов}} + Q_{\text{н}} + W_{\text{и}} + Q_{\text{гр}} + P_{\text{п}} - Z_{\text{р}} - Q_{\text{н}} - P_{\text{и}} - Q_{\text{гр}} = \mu \Delta H F, \quad (7.3)$$

где W — инфильтрационное питание грунтовых вод; K — конденсация; $Q_{\text{пов}}$ — поглощение поверхностных вод; $Q_{\text{н}}$ — приток из нижележащих водоносных горизонтов; $W_{\text{и}}$ — искусственное питание; $Q_{\text{гр}}$ — приток грунтовых вод из смежного элемента потока; $P_{\text{п}}$ — разгрузка грунтовых вод на поверхность; $Z_{\text{р}}$ — разгрузка суммарным испарением; $-Q_{\text{н}}$ — перетекание в нижележащий водоносный горизонт; $-P_{\text{и}}$ — искусственная разгрузка; $-Q_{\text{гр}}$ — отток грунтовых вод в смежный элемент потока (все элементы уравнения могут быть выражены в единицах расхода: м³/сут, м³/год и т. д.; или слоя воды, рассчитанного на площадь участка за период времени: мм/год, мм/сут и т. д.); μ — гравитационная емкость водовмещающих пород (недостаток насыщения при подъ-

еме уровня грунтовых вод или водоотдача при понижении уровня); ΔH — изменение уровня грунтовых вод в рассматриваемом элементе потока за расчетный период Δt (мм, м); F — площадь участка (м^2 , км^2).

Оценка всех составляющих общего балансового уравнения (7.3) является сложной, поэтому балансовые оценки обычно проводятся для участков или периодов года, в пределах которых отдельные элементы водного баланса грунтового горизонта равны нулю (например, $Q_{\text{пов}}=0$; $Z_p=0$ и т. д.), или по упрощенным зависимостям вида

$$W_{\Pi} - P \pm Q_{\text{н}} \pm \Delta Q_{\text{гр}} - Q_{\text{э}} = \mu \Delta H F, \quad (7.4)$$

где $W_{\Pi} = (W + K + Q_{\text{пов}} + W_{\text{и}})$ — суммарное питание грунтовых вод с поверхности; $P = (Z_p + P_{\Pi})$ — разгрузка грунтовых вод на поверхность; $\pm Q_{\text{н}}$ — приток (+) из нижележащих горизонтов или отток (—) в нижележащие горизонты; $\pm \Delta Q_{\text{гр}}$ — разность притока и оттока по грунтовому водоносному горизонту; $Q_{\text{э}}$ — эксплуатация грунтовых вод; F — площадь балансового участка (рис. 7.5).

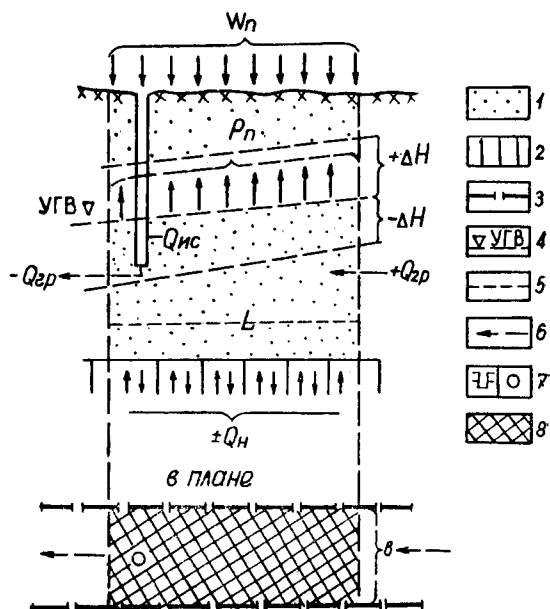


Рис. 7.5. Схема формирования водного баланса элемента грунтового водоносного горизонта: 1 — проницаемые (водоносные) породы; 2 — слабопроницаемые породы (подшва горизонта); 3 — границы балансового элемента в плане (линии токов); 4 — уровень грунтовых вод на начало расчетного периода; 5 — возможное положение уровня на конец расчетного периода и соответствующая величина $\pm \Delta H$; 6 — направление движения грунтовых вод; 7 — водозаборный колодец (скважина); 8 — балансовый элемент (в плане)

В общем случае границы балансового участка (в плане) могут иметь более сложную конфигурацию, чем это показано на рис. 7.5, и не являться непроницаемыми. Это в определенной мере усложняет балансовые расчеты, но не меняет их условий. Каждая граница (участок границы) балансового элемента водоносного горизонта должна быть охарактеризована значением расхода ($\pm Q$) или условием $Q=0$.

Член балансового уравнения (7.4) $\pm \Delta H_{\mu} F = \Delta V$ характеризует изменение (баланс) объема свободных гравитационных вод (ΔV), содержащихся в рассматриваемом элементе грунтового водоносного горизонта за расчетный период времени (Δt).

Таким образом, соотношение приходных (+) и расходных (—) составляющих водного баланса за расчетный период времени (Δt) определяет увеличение ($+\Delta V$) или уменьшение ($-\Delta V$) объема гравитационных вод, содержащихся в рассматриваемом элементе пласта, что в свою очередь приводит к подъему уровня грунтовых вод ($+\Delta H$) и насыщению определенного объема пород зоны аэрации или к снижению уровня грунтовых вод ($-\Delta H$) и осушению части объема пород грунтового водоносного горизонта.

Величина подъема или снижения уровня грунтовых вод ($\pm \Delta H$) определяется поступлением (оттоком) воды на единицу площади балансового участка в течение расчетного периода (Δt), которое может быть выражено удельным объемом (V , м³/км²), средним значением удельного расхода (Q_y , м³/сут·км²), модулем местного питания или разгрузки (M , л/с·км²), или слоем воды (мм/сут, мм/год и т. д.) и значением гравитационной емкости (μ — недостаток насыщения пород зоны аэрации при подъеме уровня грунтовых вод или водоотдача пород грунтового водоносного горизонта при понижении уровня). При выражении поступления (оттока) воды на площадь балансового участка в виде слоя (Y , мм/год, мм/сут и т. д.) величина подъема или снижения уровня грунтовых вод за этот период связана с величиной слоя воды соотношением

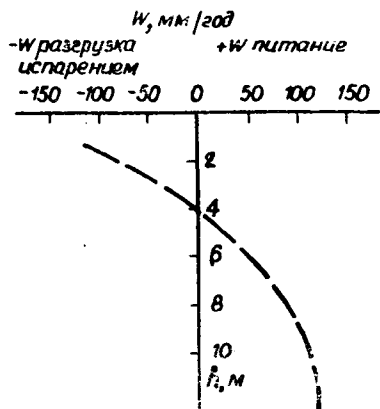
$$\pm \Delta H_{\mu} = Y, \quad (7.5)$$

которое показывает, что при равных расходах воды изменение уровней грунтовых вод ($\pm \Delta H$) наиболее резко происходит в породах с низкими значениями гравитационной емкости (например, в породах с трещинной пустотностью, см. гл. 3).

По характеру изменения величин по площади балансового участка и во времени, а также их количественной оценки наиболее сложными элементами уравнения (7.4) являются W_n , Z_p , K , $Q_{пов}$, P_n , характеризующие взаимодействие грунтового водоносного горизонта через зону аэрации с поверхностью земли (поверхностными водами и атмосферой). Распределение этих величин по площади балансового участка определяется характером поверхности земли, режимом ее увлажнения, строением и составом пород зоны аэрации, температурным режимом воздуха, почвенного слоя

и пород зоны аэрации. Но даже при прочих равных условиях изменение этих величин по площади и во времени существенно меняется в зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод.

В общем случае изменение величины атмосферного питания грунтовых вод ($W+K$) и разгрузки грунтовых вод испарением (Z_p) с изменением глубины залегания уровня грунтовых вод может быть охарактеризовано зависимостью, приведенной на рис. 7.6.



Характер зависимости показывает, что при определенных глубинах залегания (меньше H_k) возможно соотношение $W+K=Z_p$, при котором в балансовом смысле водообмен через зону аэрации равен нулю. Питание грунтовых вод, формирующееся за счет инфильтрации (W) в периоды увлажнения поверхности

Рис. 7.6. Характер изменения величины инфильтрационного питания и разгрузки грунтовых вод испарением в зависимости от глубины их залегания (по И. С. Пашковскому)

и конденсации (K), уравнивается расходом грунтовых вод на испарение и транспирацию растительности (Z_p) в теплый период года. При меньших глубинах залегания разгрузка на испарение и транспирацию превышает суммарную величину питания, при больших глубинах водообмен горизонт с поверхностью характеризуется наличием атмосферного питания ($W+K>0$), величина которого возрастает с увеличением глубины залегания и стремится к постоянному значению при некоторой глубине залегания $h>H_k$. Результаты балансовых оценок питания и разгрузки грунтовых вод показывают, что изменение глубин залегания грунтовых вод от участка к участку, в различные сезоны года и в многолетнем периоде определяет сложное соотношение величины W , K , Z_p , $Q_{гг}$ (табл. 7.4).

Изменение элементов водного баланса грунтового водоносного горизонта во времени (в течение года, в многолетнем периоде и т. д.) определяют особенности гидрогеодинамического режима грунтовых вод, который проявляется в изменении уровней грунтовых вод (глубин залегания), скоростей и расходов грунтовых потоков, дебитов источников. В общем случае с периодами формирования интенсивного питания грунтовых вод связаны периоды подъема уровня, пополнение запасов грунтовых вод, увеличение дебитов источников и т. д. В периоды отсутствия питания или относительного уменьшения его величин происходят сработка запасов грунтовых вод за счет формирования различных видов разгрузки, снижение уровней, уменьшение дебитов источников

Таблица 7.4

**Баланс грунтовых вод на участках Боровского поста за период 1960—1961 гг.
(Лебедев, Ярцева, 1967)**

Расчетный участок	Средняя глубина залегания уровня грунтовых вод, м	Инфильтрация атмосферных осадков, мм	Разгрузка испарением, мм	Питание (+), разгрузка (—) грунтовых вод, мм	Приток к балансовому участку (+), отток (—)	Изменение уровня грунтовых вод за период Δt , м
Скв. 15—17	4,0	34	51	—22	—17	—0,26
Урез оз. Боровское, скв. 2	2,3	181	73	—133	+108	—0,17
То же, скв. 19	0,8	28	67	+9,0	—39	—0,20
Урез оз. Зотово скв. 6	1,5	100	182	+59	—82	—0,15
Скв. 3—19	4,5	177	—	—220	+177	—0,23
Скв. 2—5	11,0	75	—	—84	+75	—0,06

(см. рис. 5.4). Однако в каждом конкретном случае эти общие закономерности проявляются по-разному: в зависимости от глубин залегания грунтовых вод, типа водовмещающих пород и других факторов; колебания уровней не совпадают по времени и амплитуде, при отсутствии (малых величинах) местного питания подъем уровня может быть связан с увеличением притока со смежных участков, интенсивное питание грунтовых вод, компенсирующееся увеличением оттока в смежные блоки или в нижележащий водоносный горизонт, не приводит к заметному повышению уровней грунтовых вод и т. д.

Особенности формирования режима грунтовых вод и его связь с основными режимообразующими факторами (см. гл. 5) можно представить, исходя из принципов районирования территории СССР по типу режима грунтовых вод (Г. Н. Каменский, А. А. Коноплянцев, В. С. Ковалевский и др.).

Наиболее крупной единицей районирования является провинция, выделяемая по типу климатических условий территории, определяющих количество атмосферных осадков и их распределение внутри года, среднегодовые температуры воздуха, их изменение от сезона к сезону и др.

В пределах территории СССР в целом выделено три типа провинций (Ковалевский, 1983): 1) кратковременного летнего питания грунтовых вод и их промерзания в зимний период (область распространения многолетнемерзлых пород); 2) сезонного весенне-летнего питания на территориях с зимним промерзанием зоны аэрации, для которой характерны весенний (период снеготаяния) и осенний максимумы и летне-осенний и предвесенний минимумы уровня грунтовых вод (см. рис. 5.4); 3) зимне-весеннего питания (при отсутствии или спорадическом промерзании зоны аэрации) с максимальными подъемами уровня в конце зимы — начале весны и минимумом в летне-осенний период.

В каждой провинции по степени увлажнения выделяются три зоны: обильного ($K_y > 1$), умеренного ($K_y = 0,5—1,3$) и скудного ($K < 0,5$) питания грунтовых вод:

$$K_y = (1 - K_n) \frac{X}{Z_0}, \quad (7.6)$$

где K_y — коэффициент увлажнения; K_n — коэффициент поверхностного стока, доли единицы; X — годовая сумма осадков, мм; Z_0 — испаряемость, мм.

Соотношение годовой суммы осадков, испарения и поверхностного стока, при прочих равных условиях, определяют величину питания грунтовых вод и, следовательно, в общем случае амплитуды колебаний уровней, изменение дебитов источников и т. д.

В пределах территорий, единых по внутригодовому распределению и потенциальным величинам питания, различия режима грунтовых вод в решающей степени определяются условиями дренирования территории, что учитывается выделением областей с различной глубиной и степенью эрозионной расчлененности рельефа: слабодренированные области с глубиной расчлененности до 50—60 м и густотой эрозионной сети менее 0,3 км/км², дренированные — 150—200 м, 0,4—0,9 км/км² и сильнодренированные — более 200 м и более 1 км/км².

Глубина и степень эрозионной расчлененности рельефа определяют глубины залегания уровня грунтовых вод, расстояния от центральных частей междуречных пространств до дрен (длина путей фильтрации), уклоны грунтовых потоков и, следовательно, скорости их движения, что в решающей степени определяют особенности гидродинамического режима грунтовых вод. В значительной мере дренированность территории определяет также интенсивность процессов поверхностного стока, что обуславливает различие величин питания грунтовых вод.

На территории области гидрогеологические районы с едиными условиями формирования режима грунтовых вод выделяются на основе единства строения и состава водовмещающих пород (водоносный горизонт) и пород зоны аэрации. Строение гидрогеологического разреза и состав пород определяют в этом случае параметры водоносного горизонта и зоны аэрации, а следовательно, условия (расходы) питания и разгрузки грунтовых вод, взаимодействие с нижележащими горизонтами, скорости и расходы потока грунтовых вод. Наиболее резко состав горных пород проявляется в формировании режима трещинных и трещинно-карстовых вод (см. гл. 9).

В границах гидрогеологических районов участки с различными видами режима грунтовых вод выделяются с учетом особенностей строения рельефа территории: междуречный вид режима, склоновый, террасовый и приречный (приозерный, приморский). При этом учитывается главным образом характер гидродинамических границ потоков и условия формирования приходных и расходных статей баланса грунтового водоносного горизонта (рис. 7.7).

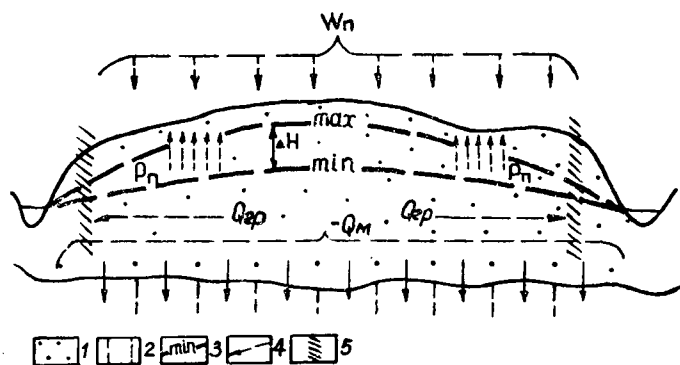


Рис. 7.7. Схема формирования междуречного режима грунтовых вод: 1 — проницаемые (водоносные) породы; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — положение уровня грунтовых вод в периоды интенсивного питания (макс) и отсутствия питания (мин); 4 — направления движения грунтовых вод; 5 — примерные границы области с междуречным типом режима

Геотемпературный режим грунтовых вод формируется под воздействием суточных, сезонных и многолетних колебаний температур воздуха у поверхности земли, накладывающихся на постоянный тепловой поток, поступающий из недр Земли.

В соответствии с этим в вертикальном разрезе литосферы от поверхности земли могут быть выделены последовательно: зона суточных колебаний температуры, годовых, многолетних колебаний и зона относительно постоянных температур (нейтральный слой), температура которого примерно соответствует среднегодовой температуре воздуха данного района.

Распространение атмосферных колебаний температуры в верхнюю часть литосферы осуществляется путем молекулярно-диффузионного переноса тепла через породы зоны аэрации и в виде конвективного переноса тепла с нисходящим потоком подземных вод. По данным В. С. Ковалевского, распространение колебаний температур на глубину происходит практически без изменения периода колебаний (суточный, годовой, многолетний), т. е. периоды времени между минимумами и максимумами температур на различных глубинах остается примерно одинаковым при определенном сдвиге времени наступления минимумов и максимумов по сравнению с температурой воздуха у поверхности земли. В то же время с увеличением глубины залегания происходит постепенное уменьшение абсолютных значений максимальных годовых температур и увеличение минимальных температур, а следовательно, постепенное уменьшение амплитуды изменения температур. В пределах «нейтрального» слоя амплитуды колебания температур практически равны нулю.

Наиболее существенные изменения температур грунтовых вод (геотермический режим грунтового водоносного горизонта) определяются, как правило, характером годовых (сезонных) колебаний температур. В зависимости от глубины залегания и климатических условий местности температура грунтовых вод в течение года может изменяться от отрицательных температур в северных районах с промерзанием грунтовых вод до 30—35°C и более в аридных зонах. Амплитуда изменения температуры грунтовых вод в годовом периоде (значения максимальной и минимальной температур) также определяется глубиной залегания грунтовых вод и климатическими условиями местности и может достигать 15—20°C и более (В. С. Ковалевский). Глубина проявления годовых колебаний температуры грунтовых вод в зависимости от строения разреза и климатических условий местности достигает 20—40 м.

Суточные колебания температуры грунтовых вод относительно резко проявляются только в районах с континентальным климатом в летний период при глубинах залегания уровня грунтовых вод менее 1 м. При глубинах залегания уровня более 2,0—2,5 м суточные колебания температуры грунтовых вод, как правило, не фиксируются.

Нисходящая фильтрация подземных вод на участках интенсивного питания, как правило, при относительно высокой проницаемости водовмещающих пород может определять резкие увеличения глубины проявления суточных и годовых колебаний температуры грунтовых вод. Так, по данным Н. М. Фролова, заметные (около 0,2°C) суточные колебания температуры грунтовых вод в районе Алма-Аты отмечались на глубине 37,5 м; менее выраженные (0,1—0,07°C) годовые колебания температуры подземных вод — на глубинах до 1200 м (Крым).

Гидрогеохимический режим грунтовых вод тесно связан с гидродинамическим режимом и определяется главным образом изменением (во времени) соотношения приходных и расходных статей баланса грунтового водоносного горизонта (см. уравнение (7.2)).

В этом случае в периоды формирования интенсивного атмосферного питания и соответственно подъема уровня грунтовых вод за счет поступления менее минерализованных вод (минерализация атмосферных осадков обычно не превышает 20—30 мг/л) происходит относительное уменьшение минерализации грунтовых вод, особенно заметно проявляющееся в верхней части водоносного горизонта. На участках с приречным видом режима уменьшение минерализации в периоды интенсивного питания связаны с фильтрацией в грунтовый водоносный горизонт обычно менее минерализованных поверхностных вод.

В периоды отсутствия питания грунтовых вод и сработки их запасов в результате разгрузки (снижение уровня) происходит относительное увеличение минерализации грунтовых вод, которое может быть связано с процессом выщелачивания водовмещающих пород, перераспределением (выравниванием концентрации) рас-

творенных веществ в разрезе водоносного горизонта, относительным увеличением в периоды с низким положением уровня грунтовых вод притока из нижележащих водоносных горизонтов, процессами криогенного концентрирования при промерзании грунтовых вод и др.

Величина изменения общей минерализации грунтовых вод в годовом периоде (амплитуда) в зависимости от глубины залегания их уровня, климатических условий местности, состава водовмещающих пород и других факторов изменяется от нескольких миллиграммов до 30—40 г/л и более. В общем случае амплитуда изменения минерализации грунтовых вод (абсолютные значения) возрастает с увеличением их общей минерализации (Ковалевский, 1983). Изменения общей минерализации грунтовых вод происходят за счет содержания основных компонентов химического состава подземных вод (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+}), однако в зависимости от минералого-геохимического состава пород зоны аэрации, климатических условий местности и ряда других факторов режим изменения концентрации этих компонентов может быть резко различным.

В пределах конкретных участков территории в зависимости от глубины залегания, климатических условий, параметров водовмещающих пород и других факторов закономерности гидрогеохимического режима грунтовых вод могут существенно изменяться.

Так, при значительных (более 10 м) глубинах залегания грунтовых вод и отсутствии близко расположенных участков сосредоточенного интенсивного питания изменения общей минерализации и химического состава грунтовых вод во времени могут практически отсутствовать.

При значительном загрязнении поверхности земли в период формирования интенсивного инфильтрационного питания (особенно в начале периода) возможно возрастание общей минерализации грунтовых вод за счет увеличения концентрации (NO_2^{2-} , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}), увеличение содержания органических веществ и ряда других химических компонентов.

На участках с прибрежным видом режима фильтрация в берега сильно загрязненных или минерализованных поверхностных вод также приводит к заметному увеличению минерализации грунтовых вод. Особенно резко это проявляется в котловинах соленых озер при сезонных подъемах уровня воды и на морских побережьях, где особенности формирования гидрогеохимического режима связаны с фильтрацией морских вод (морские приливы и отливы).

На территориях с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод изменение соотношения величин их разгрузки за счет собственно испарения и транспирации растительностью (изменения этих соотношений в плане от участка к участку, по сезонам года или в многолетнем периоде и т. д.) приводит к заметным различиям гидрогеохимического режима грунтовых вод на смежных участках и др.

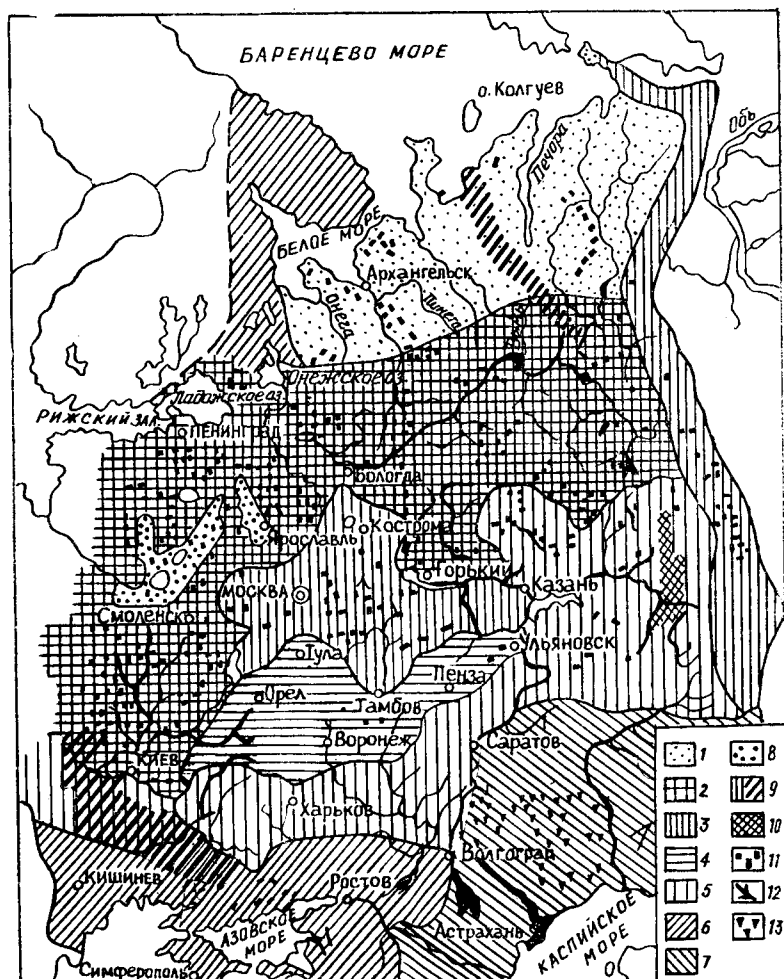


Рис. 7.8. Схема зональности грунтовых вод территории европейской части СССР (по В. С. Ильину). Зоны: 1 — тундровых вод, 2 — высоких вод Севера, 3 — неглубоких оврагов, 4 — глубоких оврагов, 5 — овражно-балочная, 6 — причерноморских балок, 7 — прикаспийских балок; области: 8 — конечных морен, 9 — массивных пород, 10 — карста, 11 — болот, 12 — аллювиальных вод, 13 — солончаков

Зональность грунтовых вод

Учение о Зональности грунтовых вод разработано отечественными гидрогеологами В. С. Ильиным, Г. Н. Каменским, О. К. Ланге, И. К. Зайцевым, И. В. Гармоновым и рядом других исследователей. Согласно этому учению под зональностью понимаются закономерности пространственного (площадного) изменения ус-

ловий формирования и типа грунтовых вод, определяемые воздействием природных факторов, связанных с проявлением широтной климатической зональности. Впервые представления о такой зональности были высказаны В. В. Докучаевым, который считал, что грунтовые воды, являющиеся элементом ландшафта, неизбежно должны быть определенным образом связаны с широтной климатической зональностью, а также с зональностью рельефа, почвенного покрова, растительности и т. д.

В 1922 г. В. С. Ильным была составлена первая карта-схема зональности грунтовых вод европейской части СССР, на которой в направлении с севера на юг этой территории выделены субширотные зоны: 1) грунтовых вод типа тундровых; 2) «высоких» грунтовых вод севера; 3) грунтовых вод неглубоких оврагов; 4) глубоких оврагов; 5) овражно-балочной сети; 6) балок причерноморского типа; 7) балок прикаспийского типа; 8) аazonальные типы грунтовых вод (рис. 7.8).

При выделении указанных зон и аazonальных типов грунтовых вод В. С. Ильным учитывалась общеприродная широтная зональность климатических условий территории, строение рельефа, геолого-литологические условия верхней части разреза и др. Однако собственно название выделяемых зон и положение их границ определялись на основе учета ландшафтно-геоморфологических условий рассматриваемой территории. Выделенные им зоны в целом охватывают достаточно обширные территории, в пределах которых естественно возможны определенные, в ряде случаев существенные различия грунтовых вод. В каждой зоне могут быть выделены общие (общезональные) закономерности условий залегания и типы грунтовых вод, характеристика которых приведена в табл. 7.5. Тем самым отнесение грунтовых вод к определенной зоне сразу дает представления об основных (наиболее общих) закономерностях их формирования, что определяет безусловное научное и практическое значение учения об их зональности, в частности и карты-схемы В. С. Ильина, со времени составления которых прошло более полувека.

В соответствии со схемой В. С. Ильина в пределах европейской части СССР с севера на юг (от зоны к зоне) происходит постепенное увеличение глубины залегания грунтовых вод, уменьшение в соответствии с сокращением степени увлажнения (K_y) средних годовых величин инфильтрационного питания, увеличение минерализации грунтовых вод и соответственное изменение их химического состава (см. рис. 7.8, табл. 7.5).

Одним из важнейших зональных показателей является глубина залегания грунтовых вод, определяемая интенсивностью увлажнения (величины питания грунтовых вод), степенью и глубиной эрозийной расчлененности рельефа, а также строением верхней части гидрогеологического разреза. Цифры, приведенные в табл. 7.5, характеризуют средние глубины залегания грунтовых вод в центральных частях междуречных пространств на определенном удалении от крутых склонов, уступов речных террас, за-

Средние (зональные) характеристики грунтовых вод европейской части СССР

Зона	Глубина залегания, м	Величина питания, мм/год	Минерализация, г/л	Химический состав	Геотермический режим	Примечание
Грунтовых вод типа тундровых	около 1,0	15—30	до 0,1—0,2	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{SiO}_2)$	С выраженными суточными и сезонными колебаниями до промерзания в зимний период	На заболоченных и переувлажненных участках глубина залегания около 1,0 м
«Высоких» вод севера	3—5	60—90	0,2—0,3	$\text{HCO}_3\text{—Ca}$	С сезонными колебаниями до частичного промерзания в зимний период	
Неглубоких оврагов	5—10	45—90	0,3—0,5	$\text{HCO}_3\text{—Ca}$	С сезонными колебаниями температур	
Глубоких оврагов	10—15	30—45	до 1,0	$\text{HCO}_3\text{—Ca}$, $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{—Ca}$	Со слабовыраженными сезонными и многолетними колебаниями температур	
Овражно-балочной сети	до 20 и более	10—20	1,0—3,0	$\text{SO}_4\text{—Ca}(\text{Na})$, $\text{SO}_4\text{HCO}_3\text{—Ca}$	Практически постоянный $t_{\text{гр}} \approx t_{\text{ср.воздуха}}$	
Зона причерноморских балок	до 50 и более	5,0—10	до 3,0—5,0	$\text{SO}_4\text{—Ca}$, $\text{Cl}(\text{SO}_4)\text{—Na}(\text{Ca})$	Постоянный $t_{\text{гр}} > t_{\text{ср.воздуха}}$	
Зона прикаспийских балок	от 2—3 до 20—25	до 3,0—5,0	от 1,0—3,0 до 30—50	$\text{SO}_4(\text{Cl})\text{—Ca}(\text{Na})$, Cl—Na	Сезонный, практически постоянный	Характеристики грунтовых вод существенно меняются в зависимости от глубины их залегания и состава пород зоны аэрации

болоченных понижений (южные зоны), где глубины естественно могут быть существенно другими.

В свою очередь глубина залегания грунтовых вод в центральных частях междуречий определяет, при прочих равных условиях, величину инфильтрационного питания грунтовых вод, расстояние от областей питания до основных дрен (длину путей фильтрации и сроки водообмена), условия и виды разгрузки грунтовых вод в пределах самого междуречья, особенности режима грунтовых вод и др.

Зональные изменения минерализации (и химического состава) грунтовых вод также определяются степенью увлажнения территории (величины питания грунтовых вод), их глубиной залегания и литолого-геохимическим комплексом горных пород зоны аэрации и грунтового водоносного горизонта. Формирование в пределах «южных» зон сульфатных и сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 1,0—5,0 г/л связано с наличием (сохранением) в породах зоны аэрации легкорастворимых соединений (CaSO_4 , NaCl и др.), что объясняется значительной мощностью зоны аэрации и малыми величинами инфильтрационного питания.

В пределах зоны прикаспийских балок (частично в зоне причерноморских балок) резкое увеличение минерализации и преимущественно хлоридный состав грунтовых вод характерны для пониженных участков рельефа с неглубоким (до 2—3 м) залеганием их уровня, где основным видом разгрузки является испарение.

В северных более увлажненных зонах породы зоны аэрации находятся на карбонатной стадии выщелачивания, так как в связи с интенсивным водообменом (большие величины питания) здесь отсутствуют условия для сохранения легкорастворимых соединений в верхней части гидрогеологического разреза.

В схеме зональности, предложенной В. С. Ильиным, одновременно с зональными выделены также шесть типов (областей) аazonальных грунтовых вод, условия формирования которых наряду с широтной зональностью в решающей степени определяются особенностями геологического строения и геоморфологическими условиями территории. К аazonальным типам грунтовых вод В. С. Ильиным отнесены: трещинные воды кристаллических массивов и горно-складчатых областей, трещинно-карстовые воды, воды аллювиальных отложений и конечно-моренных образований, воды болот и солончаков (см. рис. 7.8). Для каждого из этих типов в связи с проявлением различных природных факторов (состав и строение пород зоны аэрации, параметры водовмещающих пород, строение разреза, состав растворимых соединений, рельеф, связь с поверхностными водами и т. д.) характерны существенные особенности условий залегания, формирования гидродинамического режима, химического состава и минерализации грунтовых вод.

Схема зональности В. С. Ильина (1922) на уровне современных требований гидрогеологической науки и состояния изученности грунтовых вод естественно имеет ряд серьезных недостатков. В названии выделенных зон никак не отражены особенности геолого-гидрогеологических условий территории, хотя они в некоторой мере учитываются при определении положения зональных границ; на территории ряда зон могут быть выделены значительные по площади участки с особыми условиями формирования и типами грунтовых вод, которые не отражены в принятом масштабе схемы или вообще не учитываются (например, при выделении азональных типов грунтовых вод).

Дальнейшее развитие представлений В. С. Ильина о зональности грунтовых вод выполнено в работах О. К. Ланге, составившего первую схему зональности грунтовых вод территории СССР (1947) (рис. 7.9). О. К. Ланге на основании особенностей клима-

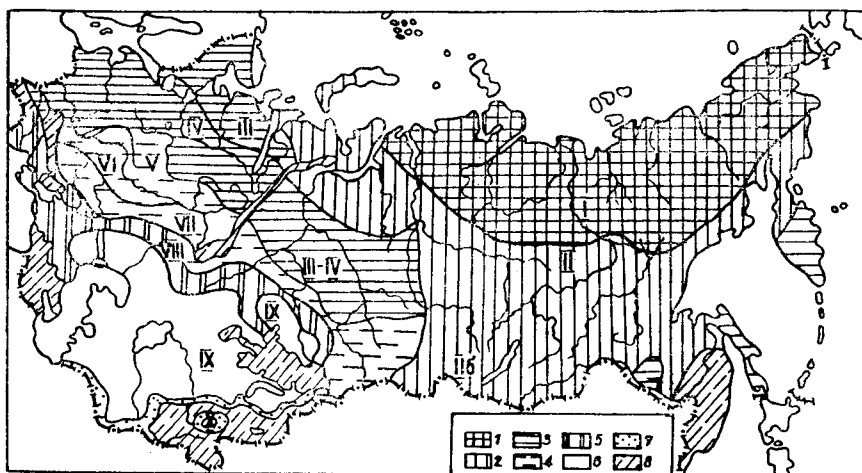


Рис. 7. 9. Схема зональности грунтовых вод территории СССР (по О. К. Ланге): зоны распространения: 1 — сплошной вечной мерзлоты; 2 — таликовой (IIa) и островной (IIб) мерзлоты; 3 — тундровых вод (III), высоких вод севера (IV); 4 — неглубоких оврагов (V), глубоких оврагов (VI) и овражно-балочная (VII); 5 — неглубоких балок Прикаспия (VIII); 6 — равновесия подземного стока и испарения (IX); 7 — полоса (зона) подгорных шлейфов и предгорных равнин (X); 8 — области азональных грунтовых вод

тических условий территории выделены три провинции зональных грунтовых вод: провинция вечной мерзлоты с отрицательными среднегодовыми температурами, провинция с высокой влажностью воздуха, положительными среднегодовыми температурами и небольшой амплитудой суточных, сезонных и годовых колебаний температуры, и провинция с высокой сухостью воздуха и большой амплитудой колебаний температуры. В пределах каждой провинции выделение зон (полос — по Ланге) осуществляется по

различным принципам; типы аazonальных грунтовых вод в целом соответствуют схеме В. С. Ильина.

На основе других принципов разработаны схемы зональности грунтовых вод И. В. Гармонова (1948) и Г. Н. Каменского (1949), которые учитывали главным образом распространение грунтовых вод определенного химического состава и представление о генетических типах грунтовых вод (основных процессах формирования химического состава грунтовых вод). Так, И. В. Гармоновым на территории европейской части СССР выделено четыре зоны грунтовых вод с севера на юг: зона гидрокарбонатно-кремнеземистых вод, зона гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатных и хлоридных вод с подзоной континентального засоления и зона гидрокарбонатно-кальциевых вод горных областей Крыма и Кавказа. Г. Н. Каменским на территории СССР выделены также четыре зоны: грунтовые воды зоны выщелачивания, зоны выщелачивания с участками вод континентального засоления, грунтовые воды зоны континентального засоления и зона выщелачивания горных районов.

На основе определенного сочетания принципов, предложенных О. К. Ланге, И. В. Гармоновым и Г. Н. Каменским, составлена схема зональности грунтовых вод СССР И. К. Зайцева и М. П. Распопова (1958), на которой выделены две провинции грунтовых вод: устойчивой многолетней мерзлоты и отсутствия многолетней мерзлоты. В пределах первой провинции зоны (пояса — по И. К. Зайцеву и М. П. Распопову) выделены на основе типа распространения многолетнемерзлых пород и их мощности, в пределах второй — на основе типа процессов формирования химического состава (выщелачивание, вынос солей и соленаккумуляция) с дальнейшим подразделением по типу химического состава и величине минерализации грунтовых вод.

На основе использования собственно геолого-гидрогеологических принципов районирования составлена схема зональности грунтовых вод А. Н. Семихатова и В. И. Духаниной (1958), на которой положение границ выделенных зон определяется главным образом распространением основных литогенетических типов четвертичных отложений. Тип, возраст и мощность четвертичных отложений обуславливают строение верхней части гидрогеологического разреза, тип отложений, с которыми связаны грунтовые воды, в определенной мере рельеф территории, т. е. факторы, решающим образом влияющие на условия залегания и формирования грунтовых вод.

На территории европейской части СССР этими авторами выделено восемь зон грунтовых вод (рис. 7.10). Каждая зона характеризуется определенными глубинами залегания, минерализацией и химическим составом грунтовых вод.

Анализ существующих схем зональности грунтовых вод показывает, что принципы составления этих схем до настоящего времени разработаны еще недостаточно и схемы зональности не дают полного представления об особенностях условий залегания,

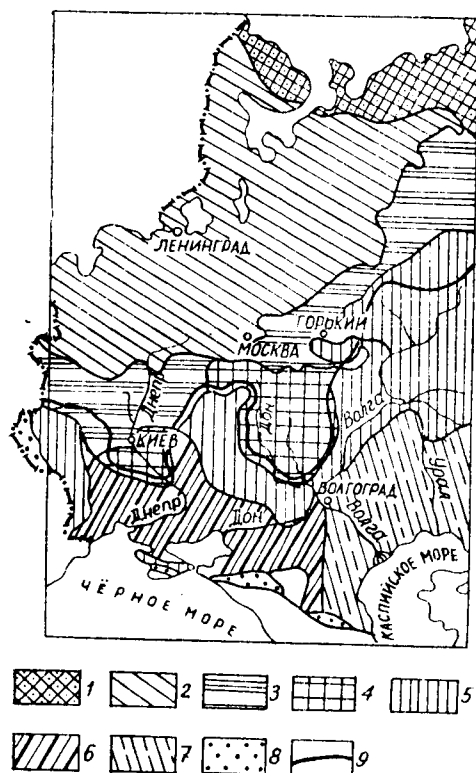


Рис. 7.10. Схема зональности грунтовых вод Русской равнины (по А. Н. Семихатову, В. И. Духаниной): 1 — надмерзлотные сезонные воды тундры Кольского полуострова; 2 — грунтовые воды ледниковой области со свежим рельефом последнего оледенения; 3 — грунтовые воды зандрово-аллювиальных равнин, развитых вдоль южного края последнего (вюрмского) оледенения; 4 — грунтовые воды области со сглаженным ледниковым рельефом максимального (днепровского) оледенения, включая Днепровский и Донской языки оледенения; 5 — грунтовые воды лёссовой области; 6 — грунтовые воды области с маломощным четвертичным покровом (выходы на поверхность дочетвертичных пород); 7 — грунтовые воды морских и аллювиально-дельтовых равнин Прикаспия (область «плавающих» пресных линз на соленых водах); 8 — грунтовые воды предгорных наклонных равнин Карпат, Крыма, Кавказа; 9 — граница максимального оледенения на Русской равнине

формирования и типах грунтовых вод. Это определяет необходимость дальнейшей разработки проблемы формирования природной зональности грунтовых вод, обоснования принципов составления схем зональности, зональных характеристик видов и величин питания и разгрузки грунтовых вод, особенностей их режима и других факторов как с целью более детального изучения условий формирования грунтовых вод, так и с целью их хозяйственного использования и охраны.

Глава 8

МЕЖПЛАСТОВЫЕ ВОДЫ

Межпластовыми водоносными горизонтами (межпластовыми водами, просто «пластовыми водами», что является неверным) называются водоносные горизонты, залегающие между двумя слабопроницаемыми пластами. В отличие от грунтового водоносного горизонта, верхней границей которого является свободная поверхность подземных вод, межпластовые горизонты всегда имеют от-

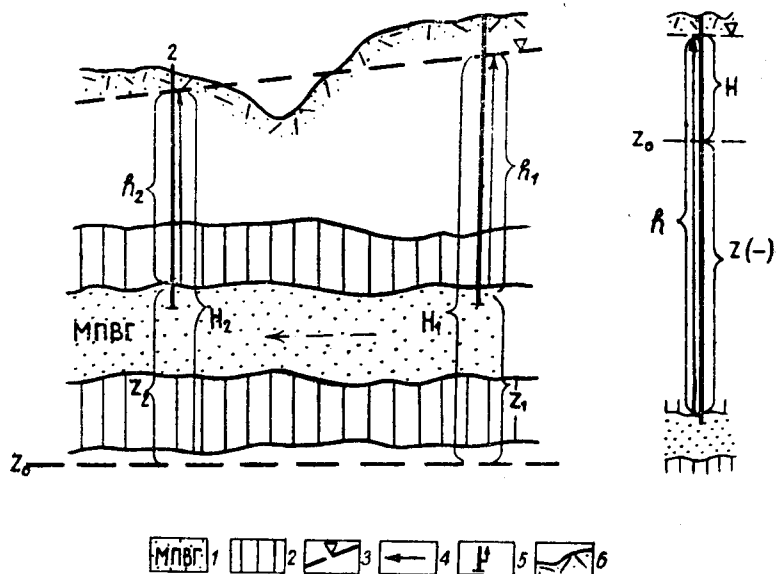


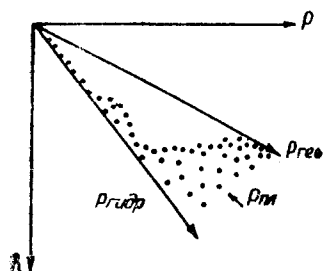
Рис. 8.1. Схема условий залегания межпластового водоносного горизонта: 1 — межпластовый водоносный горизонт, 2 — слабопроницаемые породы кровли и подошвы, 3 — пьезометрический уровень напорных межпластовых вод, 4 — направление движения межпластовых вод, 5 — скважина, стрелка — величина пьезометрического напора, 6 — поверхность земли

носительно слабопроницаемую (водоупорную) кровлю и подошву (рис. 8.1). В геологических структурах, сложенных слоистыми осадочными отложениями, межпластовые воды распространены на глубинах от 10 м до 7 км. Вероятно, и на больших глубинах

(предположительно до 15—20 км в глубоких платформенных структурах, сложенных осадочными породами) преимущественно распространены подземные воды типа межпластовых (Предуральский прогиб, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины и др.).

В верхней части геологического разреза, выше уреза поверхностных вод основных дрен территории, проницаемый пласт, залегающий между двумя водоупорами, может быть насыщен водой не на всю мощность. Такие водоносные горизонты называются межпластовыми безнапорными (со свободной поверхностью). В большинстве случаев проницаемый пласт полностью на всю мощность (см. рис. 8.1) заполнен водой с *избыточным пластовым давлением* ($P_{пл}$), величина которого в общем случае пропорциональна глубине залегания водоносного горизонта.

В верхней части гидрогеологического разреза пластовое давление примерно соответствует высоте столба воды от уровня залегания водоносного горизонта до поверхности земли, в этом случае оно называется *нормальным гидростатическим давлением* ($P_{гидр}$). В глубоких частях разреза, как правило, при относительно надежной изоляции элемента пластовой системы от поверхности земли и смежных водоносных горизонтов величина пластового давления может быть значительно большей и достигать значений геостатического давления ($P_{гео}$), определяемого весом вышележащей толщи горных пород ($P_{гео} \approx 2,5 P_{гидр}$). Примерный характер изменения пластовых давлений с глубиной залегания показан на рис. 8.2. Однако в общем случае эта зависимость может быть значительно более сложной (см. гл. 10).



При вскрытии межпластового водоносного горизонта буровой скважиной (колотцем, шахтным стволом) вода под действием избыточного (пластового) давления поднимается выше кровли во-

Рис. 8.2. Принципиальная схема изменения пластовых давлений с увеличением глубины залегания

доносного горизонта и устанавливается на определенном уровне (см. рис. 8.1). Расстояние от кровли водоносного горизонта до установившегося уровня воды, являющееся согласно уравнению (5.6) пьезометрической высотой, называется напором над кровлей водоносного горизонта. Расчет пьезометрического напора (меры энергии потока) межпластовых вод осуществляется согласно формуле (5.7) путем отнесения величин напора над кровлей пласта к единой плоскости сравнения. При использовании в качестве единой плоскости сравнения уровня Ми-

рового океана (Z_0) для глубоко залегающих межпластовых вод величина пьезометрического напора может быть меньше, чем напор над кровлей водоносного горизонта (h_k) (см. рис. 8.1).

Величина напора над кровлей водоносного горизонта h_k , равная высоте столба воды, зависит не только от пластового давления ($P_{пл}$), но и от плотности воды (ρ), которая изменяется в зависимости от величины минерализации воды, содержания газа в свободном состоянии и температуры ($P_{пл} = h_k \cdot \rho$). В связи с этим при сравнении напоров подземных вод с различной плотностью (различная минерализация) осуществляется расчет так называемых приведенных напоров и давлений (А. И. Силин-Бекчурин, В. М. Шестаков и др.).

Линия, соединяющая (на разрезе) точки установившегося уровня напорных межпластовых вод, называется *пьезометрической кривой*, поверхность, до которой поднимаются уровни напорных вод, — *пьезометрической поверхностью*. Каждый межпластовый водоносный горизонт имеет собственную пьезометрическую поверхность (пьезометрическую кривую), положение которой в определенной мере всегда отличается от пьезометрических поверхностей смежных водоносных горизонтов.

При расчете пьезометрических напоров межпластовых вод относительно универсальной плоскости сравнения (z_0) величина напора (в данной точке) будет соответствовать *абсолютной отметке* установившегося уровня напорных подземных вод (см. рис. 8.1). Линии, соединяющие точки с одинаковой абсолютной отметкой установившегося уровня напорных вод, называются *гидроизопьезами*, которые являются также *линиями равного напора*.

Аналогично гидроизогипсам (см. гл. 7) система гидроизопьез характеризует (в абсолютных отметках) пьезометрическую поверхность данного межпластового водоносного горизонта. Однако в отличие от реально существующей поверхности грунтовых вод пьезометрическая поверхность водоносного горизонта является воображаемой поверхностью, до которой будут подниматься уровни напорных вод при вскрытии их горными выработками (скважинами или колодцами). Если пьезометрическая поверхность водоносного горизонта располагается выше поверхности земли (напор над кровлей водоносного горизонта больше, чем глубина его залегания), такие напорные воды называются *самозливающимися* (изливающие или фонтанирующие скважины).

Система гидроизопьез (линии равных напоров) и линий токов образует гидродинамическую сетку подземных вод межпластового напорного водоносного горизонта, аналогично рассмотренной на рис. 5.5.

Наличие значительных пластовых давлений и возможность их заметных изменений во времени (в естественных условиях в связи с тектонической деятельностью, эрозийными процессами и другими причинами или в условиях техногенного воздействия на пласт, приводящего к увеличению или снижению пластовых дав-

лений) определяют необходимость учета при изучении межпластовых потоков упругих деформаций пласта, возникающих при изменении пластовых давлений (так называемый упругий режим фильтрации).

Изменение (уменьшение, увеличение) пластового давления приводит к изменению плотности самой воды, а также к изменению давления в минеральном скелете пласта, поскольку пластовое давление частично уравнивает внешнюю нагрузку, действующую на пласт. Изменение давления в минеральном скелете пласта приводит к деформации (уменьшению, увеличению) «свободного» пространства, что в свою очередь меняет значение общей скважности и емкости горной породы.

Коэффициент объемного сжатия воды (β) рассчитывается из выражения

$$\beta = \frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot \frac{1}{\Delta P}, \quad (8.1)$$

где ΔP — изменение пластового давления; $\Delta \rho / \rho$ — относительное изменение плотности воды.

Согласно В. М. Шестакову, расчет коэффициента объемного сжатия воды с минерализацией M (г/л) может быть выполнен по выражению

$$\beta = 4,75 \cdot 10^{-5} - 7,15 \cdot 10^{-8} \frac{M}{\gamma}, \text{ см}^2/\text{кгс}, \quad (8.2)$$

где $\gamma = \rho g$ — масса единицы объема воды.

При относительно небольших изменениях пластовых давлений принимается, что коэффициент сжимаемости горной породы (β_n) определяется из выражения, аналогичного (8.1).

Так называемый коэффициент упругоемкости породы (η), характеризующий изменение объема воды в единичном объеме породы при единичном изменении напора, может быть определен из выражения

$$\eta = \frac{\gamma}{1 + n} (\beta_n + n\beta), \quad (8.3)$$

где n — объемное значение скважности.

Согласно выражениям (8.1) и (8.3) при уменьшении пластового давления происходит расширение (увеличение объема) воды, заполняющей свободное пространство в минеральном скелете породы, и одновременно уменьшение суммарного объема пустот (уплотнение) минерального скелета, связанное с относительно возрастающим давлением на скелет, что определяет величину *упругой водоотдачи* породы; при увеличении пластового давления — уменьшение объема воды и увеличение объема пустот (разуплотнение при относительном уменьшении давления на скелет), формируется как бы дополнительная емкость горной породы. В соответствии с этим коэффициент упругоемкости (η) рас-

считается как параметр, характеризующий *упругую емкость* единичного объема горной породы. Для водоносного пласта в целом в качестве такого параметра рассматривается *коэффициент упругой емкости* пласта (μ^*), представляющий собой отношение изменения объема воды в единичном элементе пласта ΔV_0 к изменению напора ΔH (давления):

$$\mu^* = \frac{\Delta V_0}{\Delta H} = m\eta,$$

где m — мощность пласта.

Условия формирования, динамика и режим межпластовых вод определяются главным образом глубиной залегания водоносного горизонта и характером связи со смежными гидрогеологическими элементами разреза.

В некоторой степени условно (см. ниже) могут быть выделены три основные схемы формирования потока межпластовых подземных вод: «артезианская», схема с перетеканием (схема А. Н. Мятиева) и схема с формированием элизионного режима межпластовых вод (рис. 8.3).

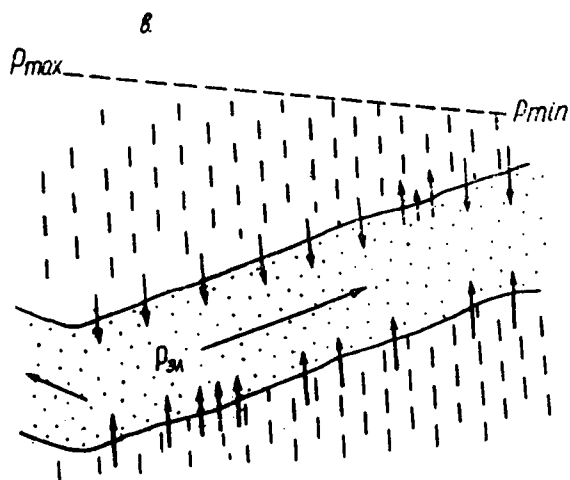
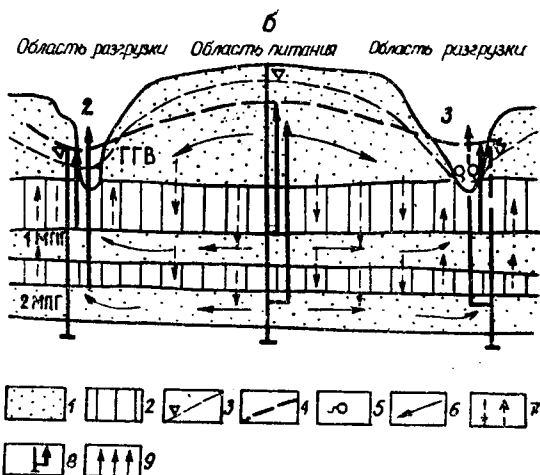
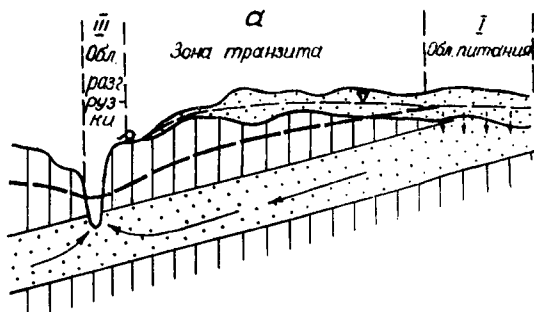
«Артезианская» схема движения межпластовых вод формируется на участках с наклонным залеганием слоев главным образом в верхней части геологического разреза.

Выходы водоносных пластов на поверхность на возвышенных участках территории (центральные части междуречных пространств, предгорные возвышенности и др.) являются в этом случае *гидравлически открытыми областями питания* межпластовых вод, где питание формируется непосредственно за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностных вод или за счет нисходящей фильтрации из грунтового водоносного горизонта (см. рис. 8.3, а).

Разгрузка межпластовых вод (области разгрузки) формируется в понижениях рельефа (крупные речные долины, приморские низменности, озерные котловины и др.) или в виде «открытой» разгрузки при непосредственном вскрытии межпластового горизонта эрозионными врезами (см. рис. 8.3, а) или перетеканием через перекрывающие слабопроницаемые породы и по «гидрогеологическим окнам» (см. гл. 7).

Между областями питания и разгрузки выделяется в этом случае так называемая «зона транзита» (транзитного потока), в пределах которой поток межпластовых вод предположительно не взаимодействует с вышележащим горизонтом.

Схема формирования потоков межпластовых вод с перетеканием (межпластовым взаимодействием) впервые рассмотрена А. Н. Мятиевым, который показал (1947), что для слоистых толщ, представленных чередованием водоносных и слабопроницаемых пород (пластовые системы), в верхней части гидрогеологического разреза характерны следующие общие закономерности распределения напоров подземных вод: 1) в пределах возвышен-



ных участков территории с высоким положением уровня грунтовых вод (центральные части междуречных пространств и др.) величины напоров подземных вод уменьшаются с увеличением глубины залегания водоносного горизонта; 2) на относительно пониженных участках территории, где уровень грунтовых вод занимает относительно низкое положение в связи с наличием близко расположенных участков разгрузки, величина напора увеличивается с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов; 3) в пределах каждого водоносного горизонта (грунтовые воды, I, II межпластовые горизонты и далее) величина напора уменьшается в направлении от центральной части междуречных пространств к дренам (см. рис. 8.3, б).

Указанное распределение напоров определяет формирование в центральной части междуречного пространства области с наличием разности напоров ($\Delta H \downarrow$), обуславливающей возможность нисходящей межпластовой фильтрации (перетекания), которая может рассматриваться в качестве области питания системы межпластовых водоносных горизонтов. В пределах понижений рельефа соответствующая разность напоров ($\Delta H \uparrow$) определяет формирование межпластовой восходящей фильтрации, что обуславливает разгрузку из нижележащих межпластовых водоносных горизонтов в вышележащие и далее в грунтовые и поверхностные воды.

Расходы межпластовой (восходящая и нисходящая) фильтрации на единицу площади (м^2 , км^2) определяются значением разности напоров смежных горизонтов разреза (ΔH), коэффициентом фильтрации разделяющего слабопроницаемого слоя (K_0), а также его мощностью (m_0) и в связи с изменением этих параметров могут меняться в пределах двух-трех порядков и более (Всеволожский, 1983).

В водоносном горизонте (грунтовый водоносный горизонт и межпластовые горизонты) в связи с существующим (пластовым) распределением напоров формируются латеральные (пластовые) потоки подземных вод, направленные от центральных частей междуречных пространств с дренирующим понижением (см. рис. 8.3, б). Границами этих потоков являются водоразделы, в общем случае примерно совпадающие с орографическим водоразделом смежных речных бассейнов и при условии полного дренирования потока (см. гл. 7), — дрена, ограничивающие междуречное пространство. Таким образом, в пределах той части разреза,

Рис. 8.3. Схемы формирования потоков межпластовых подземных вод: а — «артезианская», б — схема А. Н. Мятнева, в — схема элизионного потока: 1 — водоносные (проницаемые) породы, 2 — породы слабопроницаемые, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — пьезометрический уровень межпластовых вод, 5 — источники, 6 — направление движения межпластовых вод, 7 — направление межпластовых потоков подземных вод (перетекание), 8 — скважина, стрелка — величина пьезометрического напора межпластовых подземных вод, 9 — направление движения элизионных вод, отжимающихся из слабопроницаемых пород

где движение подземных вод осуществляется по схеме А. Н. Мятлева, формируется *система местных потоков* межпластовых вод, структура которых определяется рельефом территории и распределением напоров (поверхности) грунтового водоносного горизонта. Деформация общей схемы межпластовых потоков, показанная на рис. 8.3, б, может быть связана главным образом с особенностями пространственного изменения параметров (K_m , K_0 , m_0), водоносных и слабопроницаемых пород: наличие «гидрогеологических окон» в разделяющих слабопроницаемых пластах, сокращение их мощностей, изменения проницаемости, связанные с зонами тектонических нарушений, фациальным замещением слабопроницаемых пород и др.

Схема «элизионного» движения межпластовых вод по существующим представлениям (Карцев, 1983) формируется в тех случаях, когда баланс элемента межпластовой системы определяется главным образом поступлением поровых растворов, отжимающихся из уплотняющихся осадочных горных пород (см. рис. 8.3, в).

Поскольку интенсивность процессов уплотнения и отжатия поровых вод в общем случае определяется ростом геостатического давления (массой вышележащих горных пород), предполагается, что максимальные объемы «элизионного» питания формируются на участках интенсивного прогибания (погружения). Это приводит к формированию максимальных пластовых давлений в центральных погружающихся участках пластовой системы и их уменьшению в направлении к относительно «приподнятым» частям и участкам открытой гидравлической связи (зоны тектонических нарушений, размыты слабопроницаемых слоев и др.) с вышележащими элементами пластовой системы. В соответствии с этим формируются так называемые «элизионные» потоки межпластовых вод, движение которых направлено от центральных прогибающихся участков пластовой системы к участкам относительно приподнятым (см. рис. 8.3, б).

В реальных условиях формирование «элизионных» межпластовых потоков является значительно более сложным, поскольку объемы элизионного питания и формирование (распределение) пластовых давлений зависят не только от скорости погружения, но также от состава и мощности уплотняющихся горных пород, их проницаемости, проводимости водоносных пластов, наличия или отсутствия участков с открытой межпластовой связью, направления движения отжимающихся поровых растворов и др.

В пределах крупных участков пластовых систем в общем случае движение потоков межпластовых подземных вод формируется, как правило, при сочетании рассмотренных схем. В верхних частях гидрогеологического разреза в зависимости от условия залегания горных пород, рельефа и других факторов по схеме артезианского движения и схеме А. Н. Мятлева, в глубоких частях разреза (в зависимости от условий с глубин 1,0—1,5 км) по схе-

ме артезианского движения с разгрузкой путем перетекания или по «гидрогеологическим окнам» и схеме «элизионного» движения.

Формирование химического состава межпластовых вод в той или иной мере может быть связано со всеми процессами, рассмотренными в гл. 4, однако их роль и масштабы проявления резко зависят от типа водовмещающих пород, а также от глубины и условий залегания конкретных межпластовых горизонтов.

Процессы *выщелачивания* наиболее интенсивно проявляются в верхней части гидрогеологического разреза. Поскольку предел насыщения по слаборастворимым соединениям (SiO_2 , CO_2) достигается, как правило, в зоне аэрации и грунтовым водоносном горизонте, увеличение минерализации и изменение химического состава в результате процессов выщелачивания связано с поступлением более легкорастворимых соединений (SO_4 , Cl). Наличие этих соединений может быть характерно как для водовмещающих пород собственно межпластовых горизонтов, так и для слабопроницаемых пород разделяющих слоев (при формировании потоков по схеме с перетеканием, см. рис. 8.3, б), где существуют условия длительного сохранения легкорастворимых соединений (Всеволожский, 1983). В связи с этим для участков формирования нисходящего питания межпластовых вод характерно постепенное увеличение минерализации до значений 3,0—5,0 г/л и более при изменении химического состава от гидрокарбонатного к сульфатному и хлоридному. На участках, где породы межпластовых горизонтов или слабопроницаемые слои представлены галогенными (или в значительной мере засоленными) породами, непосредственно в результате процессов выщелачивания формируются хлоридные рассолы с минерализацией 100—150 г/л и более.

При «элизионной» схеме формирования межпластовых потоков химический состав и минерализация подземных вод в решающей степени определяются *составом седиментогенных поровых растворов*, отжимающихся из уплотняющихся горных пород (см. рис. 8.3, в). Химический облик поровых растворов (концентрация, состав основных компонентов, микрокомпоненты, газовый состав и др.) определяется условиями осадконакопления и может быть существенно различным. Например, непосредственно с процессами отжатия седиментогенных поровых растворов связывают формирование в глубоких частях пластовых систем, сложенных мощными толщами галогенных пород (Прикаспийская впадина, Ангаро-Ленский регион и др.), высококонцентрированных (350—400 г/л и более) хлоридно-кальциевых (по В. А. Сулину) рассолов с повышенными содержаниями J, B, Br и других микрокомпонентов.

В межпластовых системах, сложенных слоями горных пород, существенно различными по минералого-геохимическому и агрегатному составу, возможно проявление также ряда специфических физико-химических процессов (диффузия, адсорбция, ионный обмен, мембранные эффекты и др.), которые по существующим

представлениям наиболее вероятны именно при затрудненной межпластовой фильтрации (перетекании) через слабопроницаемые тонкодисперсные породы. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в условиях глубоких горизонтов разреза с малыми скоростями конвективного переноса химических компонентов роль этих медленных процессов может быть весьма существенной. Однако масштабы влияния этих процессов на химический состав и минерализацию межпластовых вод, так же как и биохимических, существенно проявляющихся в определенных элементах пластовых систем (см. гл. 4), до настоящего времени количественно не охарактеризованы.

В связи с особенностями структуры потоков подземных вод сплошных систем, постоянным элементом которой является *межпластовое взаимодействие подземных вод* смежных водоносных горизонтов (см. рис. 8.3), одним из важнейших процессов формирования химического состава и минерализации межпластовых вод является процесс смешения. При взаимодействии водоносных горизонтов в вертикальном разрезе для участков вертикальной нисходящей фильтрации (области питания) в целом характерно распространение на относительно большую глубину маломинерализованных HCO_3^- , SO_4^{2-} — HCO_3^- подземных вод, поступающих из верхних горизонтов разреза.

Для участков с восходящими потоками межпластовых вод (области разгрузки), наоборот, характерно относительное увеличение минерализации за счет поступления из нижних горизонтов, как правило, более минерализованных вод Cl^- и SO_4^{2-} — Cl^- состава. В каждом конкретном случае влияние процессов смешения в вертикальном разрезе проявляется существенно по-разному, поскольку оно зависит от интенсивности (расходов $\text{л/с}\cdot\text{км}^2$, $\text{м}^3/\text{сут}\cdot\text{км}^2$) межпластового взаимодействия, а также различий состава и минерализации подземных вод в смежных водоносных горизонтах.

Так, на участках пластовых систем, где на относительно небольшой глубине (200—250 м) распространены соленосные или интенсивно засоленные породы (Приуралье, Ангаро-Ленский регион и др.), процессы межпластовой восходящей фильтрации на участках интенсивной разгрузки глубоких вод, связанных с глубокими эрозионными врезами, приводят к формированию в верхних горизонтах (вплоть до грунтовых вод) так называемых куполов высокоминерализованных хлоридных вод и рассолов (рис. 8.4).

Однако влияние процессов смешения не ограничивается конвективным переносом и механическим перемешиванием (разбавление, концентрирование) вод разного состава и минерализации. В результате межпластового взаимодействия подземные воды, имеющие определенный химический облик, сформировавшийся в определенных условиях, попадают (могут попасть) в существенно другие геохимические и термобарические условия (другой минералого-геохимический состав горных пород, состав подземных

вод и газов, изменения, иногда достаточно резкие, пластовых температур и давлений и др.). Это неизбежно приводит к более или менее резким нарушениям существовавших химических равновесий, что стимулирует определенные химические реакции (растворение, минералообразование, катионный обмен и др.), приводящие к существенным изменениям состава и минерализации межпластовых вод.

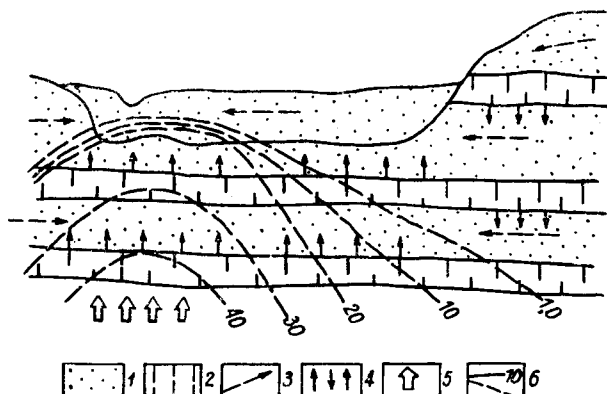


Рис. 8.4. Схема формирования купола минерализованных вод на участке восходящей разгрузки межпластовых вод: 1 — водонасыщенные породы, 2 — слабопроницаемые породы, 3 — направление движения потоков грунтовых и межпластовых вод, 4 — межпластовое движение подземных вод (перетекание), 5 — восходящая разгрузка глубоких минерализованных вод, 6 — изолинии минерализации (г/л)

В связи с наличием слабопроницаемой кровли межпластовые водонасыщенные горизонты даже в верхней части гидрогеологического разреза (см. рис. 8.1) значительно лучше по сравнению с грунтовыми водами защищены от различных видов *антропогенного воздействия* через поверхность земли (см. гл. 16).

Режим межпластовых вод в сравнении с грунтовыми водами является значительно более стабильным. Действие экзогенных режимообразующих факторов относительно заметно проявляется только на участках открытых выходов водонасыщенных пластов (см. рис. 8.3, а) или в верхнем горизонте на участках интенсивной связи с грунтовыми водами (см. рис. 8.3, б) и быстро затухает с удалением от участков выхода пластов на поверхность и увеличением глубины залегания водонасыщенных горизонтов.

По существующим представлениям на глубинах 30—40 м и более практически не фиксируются сезонные и годовые колебания уровней, температур и химического состава подземных вод (В. С. Ковалевский). Однако на участках интенсивной межпластовой связи (участки интенсивного нисходящего питания или разгрузки межпластовых вод), где баланс взаимодействия водо-

носных горизонтов в разрезе в значительной мере определяется изменением положения уровней грунтовых вод (см. рис. 7.5), такие колебания с соответствующим сдвигом во времени могут проявляться до глубины 150—200 м и более (Н. М. Фролов). С удалением от участков открытой связи с грунтовыми водами и увеличением глубины залегания межпластовых вод колебания их уровней, температур и химического состава относительно быстро затухают. И, как правило, на глубинах 100—150 м и более для режима межпластовых водоносных горизонтов характерны только слабо выраженные многолетние колебания, связь которых с основными (экзогенными) режимообразующими факторами устанавливается условно. В то же время в межпластовых водоносных горизонтах в связи с упругим режимом фильтрации и большими скоростями перераспределения пластовых давлений значительно более резко, чем в грунтовом водоносном горизонте, и на значительно большие расстояния (по пласту) проявляются изменения гидродинамического режима (при нарушении условий межпластового взаимодействия также изменения температур и химического состава подземных вод), связанные с техногенными воздействиями (самоизлив скважин при вскрытии пласта, откачки или нагнетания, эксплуатация нефтяных и газовых месторождений и др.).

В глубоких частях пластовых систем (на глубинах 1500—2000 м и более) режим межпластовых вод по существующим представлениям является практически стабильным. Однако ограниченные данные и теоретические представления свидетельствуют о том, что и для таких глубин могут быть характерны достаточно резкие проявления гидродинамического режима (изменения пластовых давлений), связанные с влиянием эндогенных факторов (возникновение и релаксация тектонических напряжений, землетрясения и др.).

Глава 9

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ

Трещинные и трещинно-карстовые подземные воды выделены в самостоятельные типы на основе *различия генезиса и структуры свободного пространства* в минеральном скелете горных пород. Иногда они рассматриваются как единый трещинно-жильный тип скопления подземных вод в отличие от пластовых, характерных для рыхлых и слабосцементированных осадочных пород (И. К. Зайцев и др.).

Тип водовмещающих пород (тип среды) определяет в этом случае существенные различия пространственного распределения фильтрационных и емкостных параметров разреза и, следовательно, различные закономерности распространения и формирования подземных вод (условия залегания, распределение величин питания и разгрузки, взаимодействие с поверхностными водами, формирование химического состава и др.). Для условий формирования, например, грунтовых вод эти различия оказываются настолько существенными, что на всех схемах районирования трещинные и трещинно-карстовые воды рассматриваются как особые *азональные* типы грунтовых вод (см. гл. 7).

9.1. ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Трещинные подземные воды являются основным типом свободных (гравитационных) вод в изверженных, метаморфических, сильнолитифицированных осадочных и вулканогенных породах, фильтрационные и емкостные свойства которых определяются развитием трещиноватости (трещин) различных генетических типов.

Как было показано выше (см. гл. 6), трещиноватые породы могут быть отнесены к определенным типам и подтипам трещинных сред, для которых характерны существенные различия пространственного распределения и величин фильтрационных и емкостных параметров.

В зависимости от интенсивности трещиноватости, раскрытия трещин, наличия или отсутствия заполнителя проницаемость трещиноватых пород (даже одного состава) может изменяться практически от 0 до $n \cdot 10^2$ м/сут. Гравитационная емкость трещиноватых пород в отличие от поровых сред всегда является более низкой и не превышает, как правило, 1,0—3,0% (0,01—0,03).

В качестве подтипов трещинных вод (выделенных по генезису и характеру распространения трещиноватости) обычно рассматриваются (см. табл. 6.2): 1) регионально распространенные трещинные воды верхней зоны выветривания массивов скальных пород; 2) линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений (тектонического дробления горных пород); 3) напорные трещинные воды локальных зон глубинной трещиноватости (разуплотнения) горных пород (тектоническая, метаморфогенная, криогенная и другие виды трещиноватости); 4) пластовые трещинные (порово-трещинные) воды, связанные со слоистыми сильнолитифицированными или метаморфизованными дислоцированными породами осадочного чехла платформ и горно-складчатых областей; 5) трещинные и порово-трещинные подземные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород областей молодого вулканизма (Зайцев, 1986).

Основными типами, наиболее широко распространенными и относительно хорошо изученными, «собственно трещинными», являются подземные воды верхней зоны выветривания и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений. Другие подтипы трещинных вод кратко рассмотрены ниже (см. гл. 11).

Трещинные подземные воды **зоны экзогенной трещиноватости** распространены повсеместно в верхней части массивов скальных пород различного состава. Мощность верхней зоны с интенсивной экзогенной трещиноватостью в зависимости от состава и возраста горных пород, степени их дислоцированности, рельефа, климатических условий и других факторов изменяется чрезвычайно сильно — от нескольких метров до 100—150 м, хотя собственно экзогенный тип трещин может быть развит на значительно большую глубину (до 500—800 м и, вероятно, глубже). Интенсивность трещиноватости, трещинная скважность и проницаемость горных пород также меняются в широких пределах, однако в большинстве случаев изменение этих свойств в разрезе может быть охарактеризовано кривыми, приведенными на рис. 9.1. Общий вид этих кривых свидетельствует о том, что в зоне экзогенной трещиноватости массива скальных пород могут быть выделены три характерные подзоны: 1) верхняя¹ (до 10—15 м) с относительно высокой проницаемостью трещиноватых пород, которая в зависимости от состава пород и других факторов изменяется от 0,5 до 30 м/сут и более. В самой верхней части подзоны проницаемость может резко снижаться за счет кольматации трещинного пространства глинистым материалом, образующимся при выветривании скальных пород; 2) средняя (до 60—80 м, иногда больше), для которой характерно постепенное уменьшение проницаемости до 10^{-2} — 10^{-3} м/сут; 3) нижняя, для которой в связи

¹ Здесь и далее приводятся примерные (средние) цифры, поскольку в зависимости от факторов, названных выше, мощность «подзон» может меняться в широких пределах.

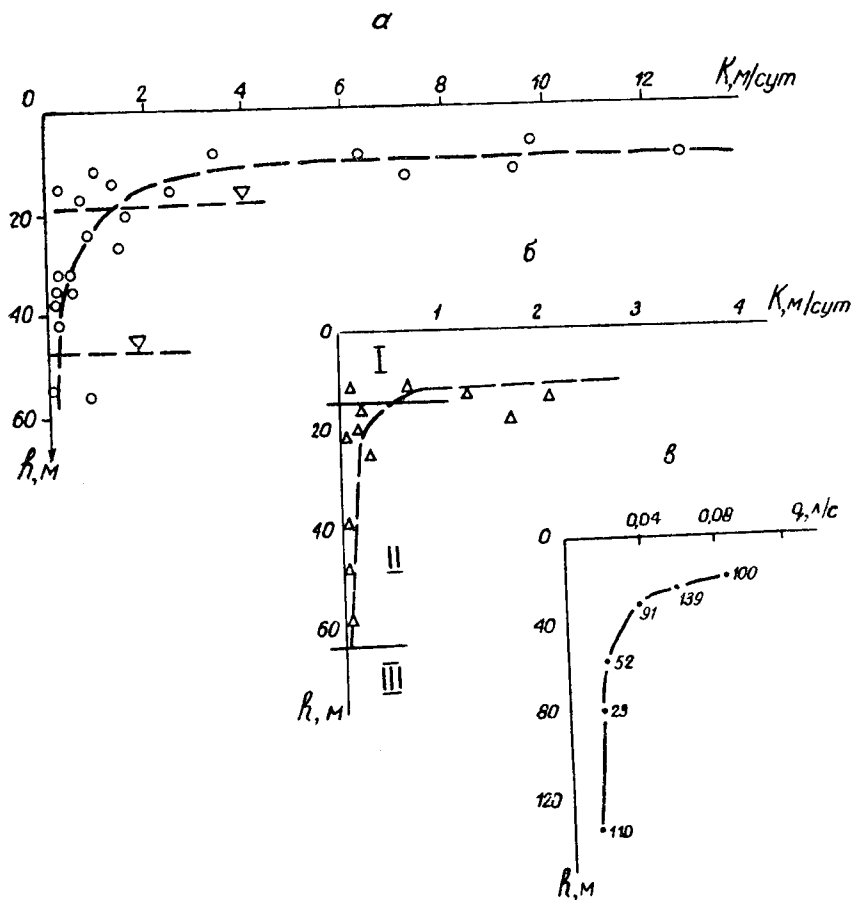


Рис. 9.1. Характер изменения проницаемости трещиноватых пород с увеличением глубины залегания: *a* — кембрийских терригенных и метаморфических пород, бассейн р. Чусовой (Ср. Урал); *б* — карбонатных палеозойских пород, бассейн р. Чусовой; *в* — среднего удельного дебита скважин в метаморфических породах Стейсвилла, США (по Девису и де Уисту, 1976). Цифры — количество точек опробования

с «затуханием» экзогенной трещиноватости характерна в целом относительно низкая проницаемость горных пород (см. рис. 9.1, *a*).

Естественно, что зависимость, приведенная на рис. 9.1, более или менее хорошо прослеживается в однородных разрезах и может резко нарушаться при наличии слоистости или контактов пород разного состава, в связи с зонами тектонических нарушений, интенсивными проявлениями складчатости и др.

Несмотря на несколько условный характер кривых (см. рис. 9.1), они позволяют сделать два принципиально важных вывода.

1. В зоне экзогенной трещиноватости собственно водоносный горизонт может быть связан только с ее верхней частью (подзоны I и II), причем фильтрационные и в определенной мере емкостные свойства даже пород одного состава могут резко изменяться на коротких расстояниях в связи с *различной глубиной залегания уровня грунтовых вод*.

2. В однородных (неслоистых) разрезах относительно *слабопроницаемой подошвой* водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости могут являться породы того же состава и возраста. При резко расчлененном рельефе относительно возвышенные участки с глубоким залеганием уровня грунтовых вод (в периоды отсутствия инфильтрационного питания) оказываются практически сдренированными, поскольку собственно водоносной является только нижняя часть зоны экзогенной трещиноватости, *сложенная слабопроницаемыми породами*.

С учетом сделанных выше замечаний можно считать, что трещинные воды зоны экзогенной трещиноватости образуют *единый водоносный горизонт, регионально распространенный в верхней части массива или области распространения трещиноватых горных пород*.

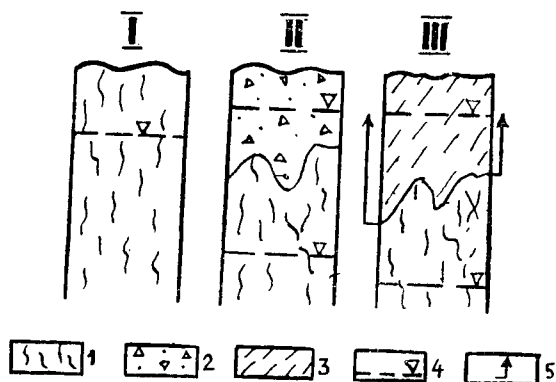


Рис. 9.2. Различные схемы строения зоны аэрации массивов трещиноватых пород: 1 — трещиноватые скальные породы, 2 — рыхлые хорошо проницаемые отложения, 3 — рыхлые слабопроницаемые, 4 — уровень грунтовых вод; 5 — местный напор грунтовых вод

Условия залегания трещинных вод зоны экзогенной трещиноватости, их питания и разгрузки в решающей степени определяются строением гидрогеологического разреза, включая разрез (мощность, состав) рыхлых образований, перекрывающих трещиноватые скальные породы (рис. 9.2).

В разрезах первого типа трещинные воды верхней зоны по условиям залегания всегда являются *грунтовыми со свободной*

поверхностью. В разрезах второго типа при неглубоком залегании уровня трещинные воды образуют единый водоносный горизонт с водами рыхлых отложений (также грунтовые воды со свободной поверхностью). При глубоком залегании уровня трещинных вод хорошо проницаемые рыхлые отложения образуют *верхнюю часть разреза зоны аэрации*, что в решающей мере определяет условия формирования инфильтрационного питания трещинных вод, величины питания и их распределение во времени. В разрезах третьего типа при неглубоком залегании уровня рыхлые слабопроницаемые породы играют роль относительно водонепроницаемой кровли горизонта трещинных вод, в связи с чем последние приобретают *местный напор*, величина которого в зависимости от рельефа, состава и мощности рыхлых отложений и других факторов может достигать 10—15 м и более. При глубоком залегании уровня трещинных вод наличие слабопроницаемых пород в верхней части разреза резко ухудшает условия их инфильтрационного питания. На платообразных и относительно выровненных участках в этом случае возможно формирование (в рыхлых отложениях) локальных водоносных горизонтов типа верховодки, а в зоне умеренного и избыточного увлажнения обширных верховых болот, «подвешенных» относительно уровня водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости (Средний и Северный Урал, Кольский п-ов и др.).

В том случае, когда зона экзогенной трещиноватости скальных пород перекрыта толщей рыхлых и слабосцементированных осадочных отложений, мощность которых достигает нескольких сотен метров и более, она содержит, как правило, напорные и высоконапорные трещинные воды. Однако в этих условиях проницаемость пород верхней зоны трещиноватости обычно резко сокращена за счет процессов цементации трещинного пространства и уплотнения от давления вышележащих пород.

Питание трещинных грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков *практически на всей площади массива*. В пределах равнинных и низкогорных территорий средние годовые величины питания тесно связаны с проявлением широтной климатической зональности (см. гл. 7), в средне- и высокогорных районах — высотной климатической поясности.

Однако даже в единых климатических условиях величины инфильтрационного питания грунтовых трещинных вод, как правило, резко меняются на коротких расстояниях (например, на территории Кольского п-ова от 10 до 300 мм/год и более) в зависимости от рельефа и типа строения зоны аэрации (см. рис. 9.2). Наиболее благоприятные условия инфильтрации характерны для равнинных, платообразных и других плоских поверхностей (особенно при наличии замкнутых микропонижений рельефа), сложенных непосредственно трещиноватыми породами или хорошо проницаемыми рыхлыми образованиями (I и II типы разреза на рис. 9.2). На склонах, особенно если трещиноватые породы пере-

крыты относительно слабопроницаемыми рыхлыми образованиями (III тип разреза), значительная часть выпадающих атмосферных осадков расходуется на формирование поверхностного (склонового) стока, что резко снижает возможности инфильтрационного питания грунтовых вод. На высоких элементах рельефа с большими глубинами залегания уровня грунтовых трещинных вод возможно также формирование их питания за счет *поглощения поверхностных вод* верховьев гидрографической сети и временных водотоков.

Движение грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости *всегда тесно связано* с современным рельефом территории. В пределах каждого поверхностного водосбора (речного бассейна) формируется гидравлически обособленный поток грунтовых вод, направленный от приподнятых водораздельных участков к местным эрозионным понижениям. Границы потоков примерно совпадают с современными поверхностными водоразделами территории.

Разгрузка грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости формируется как в виде открытых выходов (источники), так и «скрыто» в гидрографическую сеть или непосредственно из трещиноватых пород, или через рыхлые аллювиальные (аллювиально-пролювиальные, озерные и др.) отложения. Большинство открытых выходов являются депрессионными, поскольку эрозионные врезы не вскрывают полностью разрез зоны экзогенной трещиноватости (рис. 9.3). Дебиты источников обычно составляют

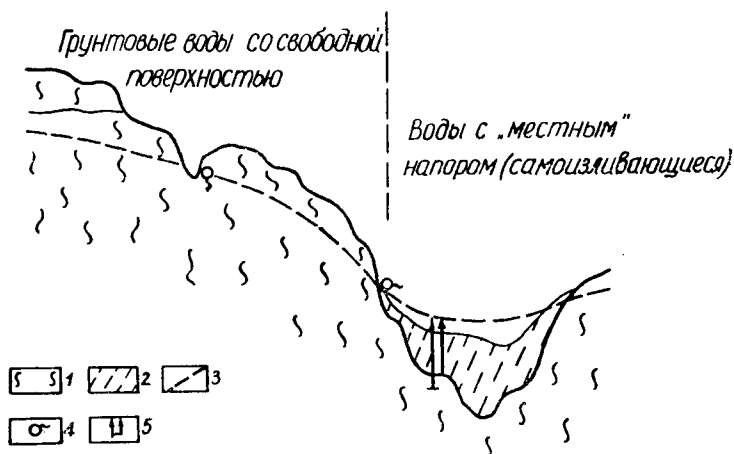


Рис. 9.3. Схема разгрузки грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости: 1 — трещиноватые скальные породы, 2 — рыхлые слабопроницаемые отложения, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — источник, 5 — скважина, стрелка — величина местного напора подземных вод

десяти доли, реже 2,0—3,0 л/с и более. Характерными видами разгрузки являются рассредоточенные высачивания и суб-флювиальные выходы, формирующиеся в нижних частях склонов и в верховьях современной гидрографической сети.

На пониженных участках территории при наличии в верхней части разреза слабопроницаемых пород (III тип разреза) скважины нередко вскрывают напорные самоизливающиеся трещинные воды, разгрузка которых осуществляется путем затруднений вертикальной фильтрации (см. рис. 9.3).

Формирование химического состава и минерализации грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости определяется двумя основными факторами: 1) короткими (местными) путями фильтрации и в целом высокими скоростями движения грунтовых вод; 2) отсутствием, как правило, в верхней зоне массивов скальных пород легкорастворимых минеральных соединений.

В этих условиях формируются преимущественно ультрапресные и маломинерализованные (до 150—200 мг/л, реже более) грунтовые воды гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-магниевого, реже кальциево-натриевого) состава. Воды сульфатного и хлоридного состава с минерализацией до 2,0—3,0 г/л и более могут формироваться в зоне экзогенной трещиноватости гипс-ангидритовых и интенсивно загипсованных пород, в зоне континентального засоления при разгрузке грунтовых вод испарением или наличии засоленных рыхлых отложений, на участках восходящей разгрузки более глубоких трещинных вод, а также на участках со значительной (до 150—200 м и более) мощностью перекрывающих рыхлых отложений.

Режим грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости формируется под воздействием климатических (метеорологических) факторов и в целом характеризуется значительной изменчивостью, особенно на участках, где непосредственно с поверхности распространены интенсивно трещиноватые породы. В периоды весеннего снеготаяния или обильного выпадения жидких атмосферных осадков здесь формируется интенсивное (быстрое) инфильтрационное питание, которое при низких значениях гравитационной емкости трещиноватых пород (см. гл. 3) приводит к резкому подъему уровня грунтовых вод, в отдельных случаях до 10—15 м и более. В периоды отсутствия атмосферного питания в связи с наличием близко расположенных участков разгрузки происходит достаточно быстрое снижение уровня грунтовых вод. Резкие колебания уровня обуславливают соответствующие изменения *дебитов источников* вплоть до полного исчезновения многочисленных депрессионных выходов при значительном понижении уровня грунтовых вод (рис. 9.4). Основные изменения *химического состава и температуры трещинных вод* также связаны главным образом с периодами формирования интенсивного атмосферного питания: поступление химических компонентов с поверхности или из почвенного слоя, которое может быть особен-

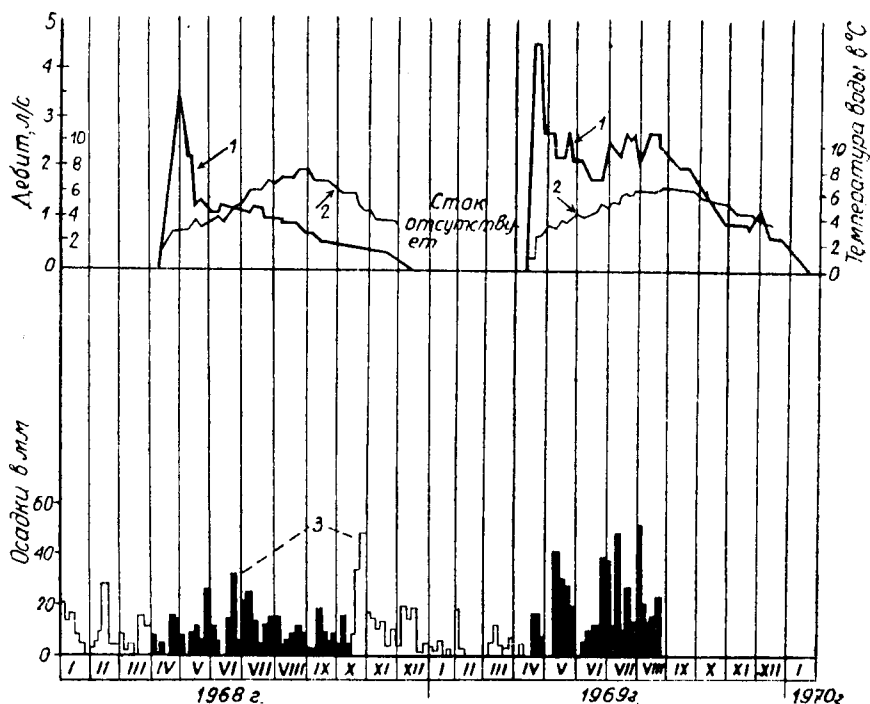


Рис. 9.4. Характер изменения дебита источника и температуры грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости (терригенные породы кембрийского возраста, Ср. Урал): 1 — дебит источника, л/с, 2 — температура грунтовых вод, °С, 3 — распределение атмосферных осадков

но значительным (NO_2^- , NO_3^- , Cl^- и др.) в условиях антропогенного загрязнения, фильтрация значительных объемов холодных вод в период весеннего снеготаяния и др. В периоды отсутствия питания при постепенном снижении уровня химический состав, минерализация и температуры трещинных вод являются, как правило, относительно стабильными.

На участках, где породы верхней трещиноватой зоны перекрыты рыхлыми отложениями значительной мощности (II и III типы разреза), они в связи с высокими значениями гравитационной емкости оказывают существенное регулирующее влияние, сглаживая резкие колебания уровней и температур, характерных для открытых участков. Особенно заметно это проявляется на участках распространения слабопроницаемых рыхлых образований, где инфильтрационное питание грунтовых трещинных вод осуществляется со значительно меньшими скоростями.

Использование грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости связано главным образом с организацией индивидуального (каптаж источников, колодцы) и мелкого централизованного (одиночные скважины) водоснабжения, поскольку в условиях

верхней зоны, как правило, не формируются значительные запасы пресных подземных вод (см. гл. 14).

Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений. Зоны тектонических нарушений всегда характеризуются более интенсивной трещиноватостью в сравнении с горными породами, не затронутыми нарушением. Однако трещинная скважность горных пород и их проницаемость, так же как мощность (ширина) трещиноватой зоны и глубина, до которой она сохраняет относительно повышенную трещинную проницаемость, резко изменяются в зависимости от типа и возраста нарушения, типа горных пород и др.

В большинстве случаев породы в зонах нарушений характеризуются относительно высокой проницаемостью главным образом в верхней части разреза в пределах зоны развития экзогенной трещиноватости и несколько глубже (до 150—200 м, в отдельных случаях до 500 м и более), поскольку в пределах зоны нарушения (тектонической раздробленности) процессы выветривания распространяются на относительно большую глубину. Воздействие процессов выветривания усугубляет тектоническую трещиноватость, приводит к расширению трещин, растворению и выносу минерального заполнителя, определяя тем самым относительно более высокие значения трещинной скважности и проницаемости горных пород в зоне нарушения именно в верхней части разреза.

Наряду с этим материалы глубокого бурения и косвенные данные свидетельствуют о том, что в ряде случаев относительно повышенная трещинная скважность и проницаемость горных пород в зонах тектонических нарушений сохраняются до значительных глубин. Так, Кольская сверхглубокая скважина вскрыла несколько относительно (в сравнении с массивом) проницаемых и обводненных зон тектонических нарушений в интервале глубин 9—11 тыс. м (см. гл. 12). Гидрогеохимические и гидрогеотермические данные свидетельствуют о том, что глубина циркуляции подземных вод по проницаемым зонам нарушений достигает 4,0—5,0 км и более. Предположительно эти глубины могут достигать нескольких десятков километров (Зайцев, 1986). Однако во многих случаях, даже в верхней части разреза, породы в зонах тектонических нарушений не характеризуются относительно повышенной проницаемостью, в сравнении с породами зоны экзогенной трещиноватости.

Трещинно-жильные подземные воды по условиям залегания не формируют единого водоносного горизонта и образуют локальные (линейно-локальные) субвертикальные потоки подземных вод, ограниченные собственно зоной нарушения. Гидравлическая связь таких потоков между собой может практически отсутствовать или осуществляться достаточно сложно (при пересечении тектонических нарушений, наличии глубинных зон трещиноватости и др.). Расходы потоков, направления и скорости фильтрации, глубины циркуляции подземных вод могут быть существенно

различными. Однако, как было указано выше, основной объем трещинно-жильных вод формируется обычно в верхней части разреза (до глубин 300—500 м, реже более).

На высоких элементах рельефа (области питания) воды, как правило, грунтовые с отметками поверхности, соответствуют уровню водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости. В глубоких частях разреза воды напорные, на пониженных участках нередко самоизливающиеся. Питание трещинно-жильных вод формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков (локально) и за счет притока грунтовых вод из водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости. Характерным также является наличие участков интенсивного сосредоточенного питания за счет поглощения поверхностных вод. Наиболее интенсивное поглощение поверхностных вод формируется в тех случаях, когда высокопроницаемая зона нарушения (верхняя часть разреза) соединяет близко расположенные участки с существенно различными отметками уровня поверхностных вод (рис. 9.5). При этом

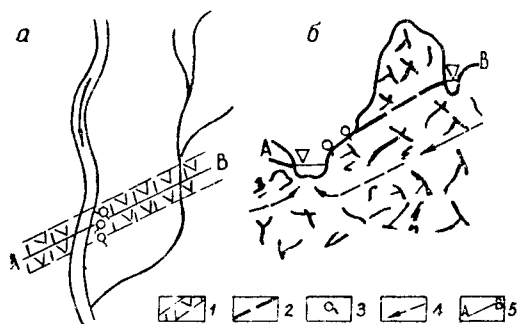


Рис. 9.5. Схемы формирования питания и разгрузки трещинно-жильных подземных вод при внутрибассейновом перераспределении подземного стока: а — в плане, б — в разрезе. 1 — обводненная зона тектонического нарушения, 2 — уровень трещинно-жильных вод, 3 — источники, 4 — направление движения подземных вод, 5 — линия разреза

наиболее частыми являются «внутрибассейновые» перераспределения стока: от верховьев гидрографической сети к более глубоковрезанным участкам дрен. В районах с резко расчлененным рельефом возможны также межбассейновые перераспределения стока, связанные с несовпадением поверхностных и подземных водоразделов, «перехватом» притоков соседнего речного бассейна и др. С зонами тектонических нарушений, имеющих глубокое (десятки километров) заложение, могут быть связаны не только межбассейновые, но и межструктурные перераспределения подземных вод, а также поступление (приток к поверхности) метаморфогенных вод и глубинных флюидов, образование которых связывают с магматической деятельностью, и др.

Разгрузка трещинно-жильных вод осуществляется в виде источников, субаквальных выходов или в рыхлые аллювиальные, озерные и другие отложения на участках, где эрозионные понижения рельефа вскрывают зоны тектонических нарушений. Часто наблюдаются групповые выходы источников, линейные выходы,

ограниченные зоной нарушения (см. рис. 5.5), восходящие источники, связанные с разгрузкой напорных трещинно-жильных вод. Дебиты источников и суммарные расходы на участках разгрузки в зависимости от проницаемости пород, мощности и характера обводненности зоны нарушения изменяются в широких пределах — от литров (наиболее распространенные значения) до сотен литров и кубометров в секунду на участках разгрузки крупных потоков трещинно-жильных вод. Часто при пересечении обводненной зоны нарушения дреной открытые выходы (источники) составляют только незначительную часть (10—20%) от суммарного расхода потока, а основная часть разгрузки осуществляется скрыто: непосредственно в русло или в рыхлые отложения (см. рис. 9.3, 9.5)

При гидрогеологических съемках и маршрутных исследованиях картирование обводненных зон тектонических нарушений чаще всего связано с выявлением участков разгрузки трещинно-жильных вод и относительно реже — участков сосредоточенного поглощения поверхностных вод, как правило, в верховьях гидрографической сети. С разгрузкой трещинно-жильных вод из верхней части гидрогеологического разреза обычно связано формирование крупнодебитных (до 10 л/с и более) источников, групповых выходов со значительными суммарными расходами, локальных участков крупной русловой разгрузки и др. Участки разгрузки трещинно-жильных вод глубоинной циркуляцией, расходы которой могут быть относительно небольшими, чаще проявляются в изменениях минерализации, химического состава и температуры подземных вод, нехарактерных для подземных вод зоны экзогенной трещиноватости. Выходы высокоминерализованных, термальных и других вод в трещиноватых породах практически всегда являются показателем разгрузки глубоких трещинно-жильных вод. Однако их отсутствие еще не свидетельствует о невозможности такой разгрузки, поскольку минерализация и температура глубоких вод могут существенно изменяться в связи со смешением их с мощными потоками трещинно-жильных вод верхней зоны. В этом случае показателем наличия разгрузки глубоких трещинно-жильных вод могут являться даже незначительные изменения химического состава подземных вод, нехарактерные для верхней зоны района, наличие в подземных или поверхностных водах даже относительно невысоких содержаний специфических микрокомпонентов (В, Вг, F, J и др.) или газов глубинного происхождения (H_2S , He, NH_4 и др.).

Химический состав и минерализация трещинно-жильных вод определяются главным образом глубинами, на которых формируются их потоки. В верхней части разреза (до глубин 500—800 м, в отдельных случаях, вероятно, глубже) воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые (кальциево-натриевые и др.). Состав вод примерно соответствует составу грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости, минерализация может быть в ряде случаев несколько выше (до 300—500 мг/л и более) в свя-

зи с относительно более глубоким залеганием. Вниз по разрезу происходит постепенное увеличение минерализации трещинно-жильных вод до 10—15 г/л на глубинах 1—3 км и до 150—200 г/л и более на глубинах 4—5 км. Состав вод хлоридный, преимущественно натриевый, натриево-кальциевый. Закономерности изменения минерализации и состава трещинно-жильных вод с глубиной проявляются весьма неоднозначно в зависимости от типа геологических структур, состава водовмещающих пород, наличия или отсутствия притока глубинных вод, их генезиса и др. (Зайцев, 1986). Существенно различный состав и минерализация характерны также для участков поверхностной разгрузки трещинно-жильных вод. В общем случае они зависят от глубины циркуляции подземных вод, наличия в зоне нарушения легкорастворимых соединений и их состава, интенсивности разбавления пресными водами верхней зоны и др.

Температура трещинно-жильных вод, формирующихся в верхней зоне, как правило, примерно соответствует температуре грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости, при глубине циркуляции до 500 м и более может несколько превышать общий фон температур грунтовых вод (на 10—15°C).

Участки разгрузки глубоких трещинно-жильных вод (в зависимости от величины разбавления) могут характеризоваться различными температурами, в ряде случаев чрезвычайно высокими (до 80—100°C и более). Можно считать, что в верхней части гидрогеологического разреза все проявления термальных вод, парогидротермы, следы гидротермальной деятельности всегда связаны с субвертикальными восходящими потоками трещинно-жильных подземных вод, за исключением районов современной вулканической деятельности, где при определенных условиях высокие температуры могут быть характерны для грунтовых вод относительно неглубокого залегания.

Режим трещинно-жильных вод также определяется главным образом глубиной их залегания. В верхней части разреза режим этих вод примерно аналогичен режиму грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости (см. выше). Резкие изменения дебитов источников, температуры характерны для потоков, формирующихся в зонах поглощения поверхностных вод при наличии близко расположенных участков разгрузки (см. рис. 5.5).

С увеличением глубины залегания (до 500—800 м и более) режим трещинно-жильных вод становится практически стабильным в связи с отсутствием воздействия поверхностных режимообразующих факторов. Однако материалы специальных режимных наблюдений свидетельствуют о том, что для глубоко залегающих трещинно-жильных вод в ряде случаев характерны достаточно резко выраженные изменения давлений, химического и газового состава, связанные с воздействием глубинных геологических факторов (возникновение и релаксация тектонических нарушений, землетрясения, вулканическая деятельность). На этом основаны многочисленные попытки использования режи-

ма подземных вод при прогнозах землетрясений (Основы гидрогеологии, 1980). Режим глубоких трещинно-жильных вод на участках их поверхностной разгрузки помимо возможного влияния геологических факторов в решающей степени определяется характером гидравлической связи с грунтовыми и трещинно-жильными водами верхней зоны. При отсутствии заметной связи дебиты восходящих источников (минерализация, температура и др.) могут относительно мало изменяться во времени. При наличии связи изменения во времени пропорции смешения глубоких и приповерхностных вод могут обуславливать достаточно резкие (в каждом случае существенно различные) изменения химического состава, минерализации, температуры подземных вод и др.

В зависимости от состава трещинно-жильные подземные воды могут использоваться в качестве пресных питьевых, минеральных или термальных (см. гл. 14, 15). Во многих районах (массивы кристаллических пород, складчатые области) часто единственным промышленным типом месторождений пресных подземных вод с производительностью до 10 тыс. м³/сут являются месторождения, связанные с интенсивно обводненными зонами тектонических нарушений (Н. И. Плотников). Выявление и изучение обводненных зон тектонических нарушений являются одной из важнейших задач гидрогеологических исследований при разведке и разработке многих типов месторождений твердых полезных ископаемых, поскольку вскрытие горными выработками нарушений с мощным потоком трещинно-жильных вод неизбежно приводит к формированию значительных (в ряде случаев катастрофических) водопритокков.

9.2. ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ

Карстовыми, или трещинно-карстовыми, называются свободные (гравитационные) подземные воды, связанные с горными породами, скважностью которых наряду с трещиноватостью (реже пористостью) определяется наличием (карстовых) пустот, образующихся в результате растворения¹ минерального скелета горной породы подземными водами. Форма и размеры подземных карстовых пустот могут быть резко различными — от мелких пустот (каверн) диаметром 2—3 мм, расширенных участков трещин до пещер и крупных подземных гротов. При переслаивании закарстованных пород с породами другого состава воды, заключенные в них, называются пластовыми (правильнее — межпластовыми) трещинно-карстовыми.

¹ Растворение минерального скелета при процессах карстообразования практически никогда не бывает полным, поэтому чаще используется термин «выщелачивание», под которым понимаются частичное (избирательное) растворение и вынос минерального вещества горных пород. В ряде случаев при больших скоростях движения подземных вод в процессе образования карстовых пустот происходят также механическое разрушение и вынос минеральных частиц (суффозия).

Формирование подземных карстовых пустот и их распределение в разрезе массива горных пород определяются (Соколов, 1962) следующими основными факторами: 1) наличием «растворимых» горных пород; 2) наличием путей движения подземных вод («фильтрующего» пространства) в минеральном скелете горной породы; 3) наличием (фильтрация) подземных вод, «недонасыщенных» по отношению к растворимому минеральному соединению.

Собственно «растворимыми» (карстующимися) горными породами являются: карбонатные породы (известняки, в меньшей степени доломиты, мергели и др.); сульфатные (гипс, ангидрит) и хлоридные (галит, сильвин). Растворимость этих пород изменяется в зависимости от типа пород (см. гл. 4), достигая максимума (350—400 г/л) у галита и сильвина, которые чрезвычайно редко (только в условиях резко аридного климата) встречаются в поверхностном залегании (соляной поверхностный карст). Однако растворимость пород одного типа (карбонатных или сульфатных) также значительно изменяется в зависимости от их минералого-химического состава, наличия и распределения нерастворимого материала, структуры минерального скелета и др. Наиболее легко растворяются химически чистые минеральные соединения CaCO_3 и CaSO_4 , не содержащие нерастворимого материала. В то же время наличие в породе некоторых минеральных примесей в ряде случаев значительно увеличивает ее растворимость и т. п.

Первичное фильтрующее пространство в минеральном скелете карстующихся пород может быть представлено трещинами или порами (см. гл. 3). Наиболее часто процесс подземного карстообразования развивается по системам трещин различного происхождения (экзогенная, тектоническая, литогенетическая трещиноватость и др.). В то же время некоторые типы карстующихся пород характеризуются высокими (до 0,2—0,25) значениями первичной осадочной (органогенные, оолитовые и др.) или эпигенетической пористости. Как было сказано выше, практически во всех случаях процесс подземного карстообразования развивается унаследованно, усиливая уже имеющуюся трещинную или поровую скважность минерального скелета породы. В связи с этим, как правило, наибольшими значениями скважности (проницаемости, гравитационной емкости) характеризуются участки, для которых и при отсутствии карстопроявлений были бы характерны относительно повышенные значения трещинной или поровой пустотности.

Для таких в целом малорастворимых природных соединений, как CaCO_3 и CaSO_4 , предел насыщения (произведение растворимости, см. гл. 4) достигается быстро, как правило, уже в зоне аэрации или в верхней части зоны насыщения. В связи с этим процессы карстообразования (подземные формы карста) наиболее интенсивно протекают на участках, характеризующихся относительно более высокими значениями скоростей и расходов

подземных потоков, и, как правило, достаточно резко затухают с увеличением глубины залегания. Наряду с этим определенные изменения химического состава насыщенных подземных вод (увеличение содержания CO_2 , ионов Cl^- , Mg^{2+} и др.), увеличение их температуры, смешение с водами другого состава и другие факторы приводят к увеличению произведения растворимости CaCO_3 и CaSO_4 (П. Р. Таубе, А. Г. Баранова) и обуславливают развитие процессов карстообразования и в более глубоких частях массива (до глубин 200—250 м и как исключение до 600—800 м и более). В то же время и в более глубоких частях разреза (до 3000—4000 м и более) буровые скважины вскрывают в ряде случаев интенсивно закарстованные горные породы, наличие которых объясняется или развитием палеокарста, или процессами глубинного выщелачивания высокоагрессивными растворами, термальными водами и др. (Минский, Зайцев, 1986; и др.).

Сочетание названных выше причин обуславливает *резко неравномерную* закарстованность карстующихся горных пород в плане и в верхней части гидрогеологического разреза. Проницаемость таких пород может меняться на коротких расстояниях практически от 0 до 500—800 м/сут и более. При этом расчеты средних значений проницаемости даже для относительно ограниченных участков массива часто являются недостоверными, так как в двух рядом расположенных скважинах или в соседних интервалах одной скважины проницаемость закарстованных пород может изменяться в пределах двух-трех порядков. Гравитационная емкость закарстованных пород изменяется наиболее часто от 1 до 10% и более, для порово-кавернового подтипа карстовых сред — до 20—25% (см. гл. 3).

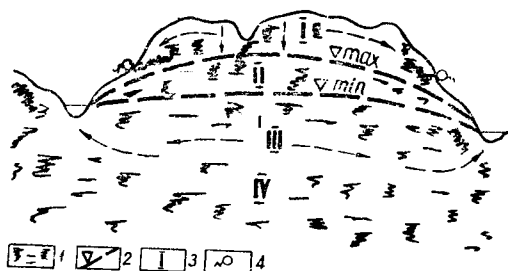
Столь резкая неоднородность распределения фильтрационных и емкостных свойств объясняется тем, что обычно в массиве (толще) карстующихся горных пород наряду с относительно слабой региональной закарстованностью могут быть выделены так называемые зоны локального интенсивного карста (Соколов, 1962), связанные с бортами и днищами современных (или погребенных) речных долин, зонами тектонических нарушений, осевыми частями крутых складок, контактами карстующихся и некарстующихся пород и др.

При неглубоком залегании карстующихся пород зоны локальной интенсивной закарстованности нередко проявляются широким развитием поверхностных форм карста: воронки, карстовые провалы, пещеры и др. Так, на склонах междуречных пространств и на поверхности речных террас Западно-Уральской зоны складчатости, Онего-Двинского междуречья и других карстовых районов интенсивно закарстованные зоны тектонических нарушений и контактов нередко «трассируются» линейным расположением карстовых воронок. В других случаях положение зон локальной интенсивной закарстованности может быть установлено по материалам бурения или по наличию крупных карстовых водопроводов (см. ниже).

Условия залегания трещинно-карстовых вод определяются характером закарстованности массива и режимом уровней грунто-

вых вод. В связи со значительными колебаниями уровня грунтовых карстовых вод в вертикальном разрезе массива обычно выделяют (Г. А. Максимович, Д. С. Соколов и др.) несколько характерных гидродинамических зон (рис. 9.6).

Рис. 9.6. Схема вертикальной зональности карстового массива (по Д. С. Соколову, 1962): 1 — закарстованные горные породы, 2 — уровень грунтовых (трещинно-карстовых) вод, 3 — номера зон, 4 — источники



Зона аэрации, выделяемая от поверхности земли до наиболее высокого (максимального) положения уровня грунтовых вод, характеризуется наличием гидравлически разобщенных потоков трещинно-карстовых вод, связанных с системами трещин или зонами закарстованности. Подобные потоки имеют сезонный характер и формируются или в периоды интенсивного атмосферного питания, или в периоды существования периодического речного стока при питании грунтовых вод за счет его поглощения (I).

Зона постоянного насыщения выделяется в нижней части массива по положению наиболее низкого (минимального) уровня грунтовых карстовых вод (см. рис. 9.6). В пределах этой зоны формируется единый гидравлически связанный горизонт (комплекс) грунтовых трещинно-карстовых вод, движение которых также осуществляется по системам трещин и зон закарстованности, но в соответствии с общим распределением напоров подземных вод (II).

Зона переменного насыщения, выделяемая по положению максимального и минимального уровня грунтовых вод массива, в зависимости от положения уровня характеризуется или условиями зоны аэрации, или зоны полного насыщения (см. рис. 9.6) (III).

Зона так называемого регионального стока трещинно-карстовых вод, не дренируемая местной речной сетью, может существовать главным образом в слоистых толщах при наличии в разрезе выдержанных слабопроницаемых пластов. Выделение этой зоны в едином массиве закарстованных пород в большинстве случаев является неоправданным (IV).

Питание трещинно-карстовых вод осуществляется за счет инфильтрации (инфлюации) атмосферных осадков и за счет поглощения поверхностных вод. Формирование и распределение величин «атмосферного» питания грунтовых трещинно-карстовых вод еще в большей степени, чем трещинных вод зоны экзогенной трещиноватости, определяются типом строения верхней части гидро-

геологического разреза (см. рис. 9.2). Наиболее благоприятные условия формирования быстрого (инфлюационного) питания характерны для участков открытого поверхностного распространения интенсивно закарстованных пород (I тип разреза, см. рис. 9.2). В пределах таких участков практически все (до 50—60% и более) атмосферные осадки, за вычетом испарения, расходуется на формирование инфильтрационного питания трещинно-карстовых вод (силурийское плато, Крымская яйла и др.). Практически столь же благоприятны условия питания на участках, где закарстованные породы перекрыты только хорошо проницаемыми песчаными, песчано-гравийными и другими отложениями (табл. 9.1), хотя расходы на испарение, а также формирование

Таблица 9.1

Распределитель величин питания трещинно-карстовых вод северной части
Онего-Двинского междуречья (бассейн р. Ваймуга)

Тип строения верхней части разреза	Среднегодовое значение величины инфильтрационного питания W , мм/год	Коэффициент инфильтрации K_w , %
Участки с мощностью рыхлых отложений менее 5 м (I)	100—150	20—30
Участки поверхностного распространения песчаных флювиогляциальных отложений верхнечетвертичного возраста (II)	100—300	20—50
Участки с распространением верхнечетвертичных валунных суглинков (III)	15—30	2—5
Участки с распространением верхнечетвертичных морских глинистых отложений (III)	3—10	0,5—1,5

поверхностного (склонового) стока в периоды выпадения летних ливневых осадков здесь могут быть относительно большими.

Наименее благоприятные условия и низкие значения инфильтрационного питания характерны для участков, где закарстованные породы перекрыты значительными по мощности слабопроницаемыми отложениями (III тип).

Поглощение поверхностных вод, характерное именно для массивов закарстованных пород, определяется в целом высокой проницаемостью этих пород и наличием участков с относительно глубоким залеганием уровня грунтовых трещинно-карстовых вод. В направлении от центральных частей междуречных пространств к местным эрозионным врезам обычно может быть выделено несколько характерных зон с различными условиями взаимодействия поверхностных и трещинно-карстовых вод (рис. 9.7). В центральной части междуречного пространства верховья гидрографической сети «подвешены» по отношению к уровню грунтовых вод. Как было сказано выше, формирование руслового поверхностного стока возможно в этом случае только при наличии относительно слабопроницаемых отложений (делювиальных, аллюви-

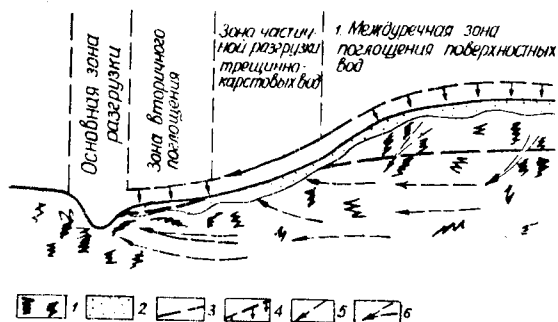


Рис. 9.7. Схема взаимодействия поверхностных и трещинно-карстовых вод (разрез по руслу притока основной дрены): 1 — закарстованные породы, 2 — рыхлые четвертичные отложения, 3 — уровень трещинно-карстовых вод, 4 — участки поглощения поверхностных вод, 5 — направление движения трещинно-карстовых вод, 6 — потоки трещинно-карстовых вод в зонах локальной интенсивной закарстованности

ально-пролювиальных, ледниковых и др.), перекрывающих поверхность закарстованных пород. Образуется междуречная зона поглощения поверхностных вод (1), для которой характерно наличие верховых суходолов, «слепых» участков русел, периодически существующих поверхностных водотоков, замкнутых бессточных понижений и др. Поглощение поверхностных вод осуществляется рассредоточенно в пределах всего междуречья или локально с большими расходами при пересечении понижений с зонами интенсивной закарстованности горных пород.

На склонах междуречного массива в связи с увеличением глубин эрозионного вреза местная гидрографическая сеть вскрывает уровень грунтовых трещинно-карстовых вод (см. рис. 9.7). Формируется зона частичной разгрузки грунтовых вод (2), поскольку при высокой степени закарстованности массива часть потока может быть направлена к более глубокой (основной) дрене. Разгрузка подземных вод осуществляется рассредоточенно в виде мелких источников и скрыто через русловые отложения или в виде крупных источников и субаквальных выходов при наличии интенсивно закарстованных зон.

В нижней части склона междуречья потоки поверхностных вод, сформировавшиеся в зоне частичной разгрузки, выходят в долину основной (более крупной) дрены, в пределах которой горные породы могут характеризоваться высокой степенью закарстованности. При наличии определенной разности уровней поверхностных вод притока и основной дрены формируется зона вторичного поглощения (3), с которой могут быть связаны значительные потери руслового стока или даже формирование суходолов. Основная зона разгрузки подземных вод связана с крупной дреной (4). При этом при наличии значительных потерь русло-

вого стока в зоне вторичного поглощения непосредственно вблизи устья притока часто фиксируются крупнодебитные источники или субаквальные выходы трещинно-карстовых вод.

Все случаи взаимодействия поверхностных и трещинно-карстовых вод, естественно, не исчерпываются этой общей схемой. При глубоком залегании уровня трещинно-карстовых вод практически весь массив может являться зоной поглощения, а зоной разгрузки подземных вод — долина основной дрены (см. рис. 9.7). Чрезвычайно распространенными являются случаи внутрибассейнового перераспределения стока, когда зоны интенсивной закарстованности пересекают речные долины с различными отметками уровня поверхностных вод, несовпадения поверхностных и подземных водоразделов и др. В речных долинах, заложенных в закарстованных породах, особенно при отсутствии или малой мощности рыхлых русловых отложений, участки поглощения руслового стока могут быть связаны с порогами, крупными перекатами, меандрами и др. (наличие разности уровней поверхностных вод). Изменения проницаемости и емкости закарстованных пород непосредственно в прирусловой части долины (наличие интенсивно и слабозакарстованных блоков, выходы в русле некарстующихся горных пород и др.) в сочетании с зонами разгрузки подземных вод, поступающих с междуречья, определяют многократное чередование участков поглощения и разгрузки, величины которых нередко достигают сотен литров и кубометров в секунду на 1 км русла.

Движение грунтовых трещинно-карстовых вод направлено в общем случае от центральной части массива (междуречья) к дренирующим понижениям. Однако структура потоков трещинно-карстовых вод может быть сложной в связи с наличием зон локальной интенсивной закарстованности, блоков или участков слабозакарстованных пород, характером распределения карстовых зон в разрезе и т. д. (рис. 9.8).

Разгрузка трещинно-карстовых вод осуществляется в виде многочисленных источников, субаквальных выходов, а также рассредоточенно через аллювиальные, аллювиально-озерные и другие рыхлые отложения. Именно для участков разгрузки трещинно-карстовых вод характерны крупные сосредоточенные или групповые выходы, дебиты которых могут достигать десятков кубометров в секунду. Так, максимальный расход известного карстового источника Воклюз (Франция) достигает в многоводные периоды $152 \text{ м}^3/\text{с}$, при среднегодовых значениях около $17 \text{ м}^3/\text{с}$, дебит источника Красный Ключ (Уфимское плато) составляет 12—15 в межень и до $50 \text{ м}^3/\text{с}$ в периоды интенсивного весеннего паводка.

Несмотря на наличие многочисленных в ряде случаев достаточно крупных источников, родниковая разгрузка составляет обычно только часть (менее 50%) суммарного расхода, так как основная часть разгрузки трещинно-карстовых вод происходит ниже уреза дрен (Подземный сток..., 1964). Имеющиеся данные



Рис. 9.8. Схема формирования потоков трещинно-карстовых подземных вод, бассейн р. Цетина, Динарийский массив, СФРЮ (по М. Коматину, 1975): 1 — потоки поверхностных вод (руслый сток), 2 — потоки трещинно-карстовых вод, 3 — расходы, м³/с, 4 — участки локального интенсивного поглощения поверхностных вод

свидетельствуют о том, что в этом случае дебиты субаквальных карстовых источников могут достигать десятков кубометров в секунду.

Крупные источники (более 10 л/с), групповые выходы, сосредоточенная русловая разгрузка трещинно-карстовых вод с большими суммарными расходами практически всегда являются показателем наличия локальных зон интенсивно закарстованных горных пород, размеры которых, положение в разрезе, пронизае-

мость и другие показатели могут быть существенно различными. При гидрогеологических исследованиях в карстовых районах картирование крупнодебитных участков разгрузки трещинно-карстовых вод дает представление о «выходе» этой зоны (потока подземных вод) на поверхность. Иногда такие участки разгрузки могут быть связаны с близко расположенными зонами интенсивного поглощения поверхностных вод, видимыми тектоническими нарушениями и др. Однако чаще направление зоны локальной интенсивной закарстованности, ее положение в разрезе могут быть выявлены только при проведении специальных исследований (бурение, геофизические методы, запуски трассеров и др.).

Химический состав и минерализация грунтовых и неглубоко залегающих напорных трещинно-карстовых вод практически всегда определяются *составом карстующихся горных пород* (один из основных признаков «азональности» карстовых вод, см. гл. 7).

Карбонатные горные породы до глубин 150—200 м, в отдельных случаях до 500—800 м, в интенсивно расчлененных горных районах до 1000—1500 м (Зайцев, 1986) содержат гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией менее 1,0 г/л. Сульфатные (гипс, ангидрит) или карбонатные загипсованные породы непосредственно в верхней зоне содержат сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 1,5—3,0 г/л. Во многих районах поверхностного распространения гипс-ангидритовых толщ, даже в условиях избыточного увлажнения (Среднее Приуралье, Тимано-Печорская плита, Онего-Двинское междуречье и др.), практически отсутствует верхняя зона пресных гидрокарбонатных вод, не считая маломощных водоносных горизонтов в рыхлых четвертичных отложениях (болотные, озерно-ледниковые и другие отложения вне участков разгрузки подземных вод коренных пород). Даже при относительно неглубоком залегании карстующихся соляных толщ с ними всегда связаны высокоминерализованные воды и рассолы (до 100—150 г/л и более) хлоридного натриевого, натриево-калиевого состава.

Воды иного состава (отличного от типа карстующихся пород) в верхней части разреза могут быть связаны главным образом с процессами испарения и континентального засоления, с участками разгрузки более глубоких минерализованных вод и часто с процессами загрязнения грунтовых вод (см. гл. 14).

В глубоких частях разреза (1000—1500 м и более) в связи с наличием (сохранением) легкорастворимых хлоридных соединений, седиментогенных поровых растворов и других причин карстующиеся горные породы обычно содержат высокоминерализованные подземные воды и рассолы (до 250—300 г/л и более) хлоридного натриевого, натриево-кальциевого состава, часто с повышенными содержаниями I, Br, B, H₂S, CO₂, He и др. Особенно высокая концентрация рассолов (до 400—500 г/л и более) может быть характерна для разрезов, сложенных мощными толщами (потенциально карстующихся) галогенных пород (Пиннекер, 1966; Зайцев, 1986).

Гидродинамический режим трещинно-карстовых вод в зависимости от характера закарстованности массива, условий залегания подземных вод, физико-географических условий может быть существенно различным. В центральных относительно повышенных участках массива при залегании непосредственно с поверхности сильно закарстованных пород (I тип разреза), наличие зон локального поглощения поверхностных вод и других участков интенсивного питания амплитуды колебания уровня грунтовых

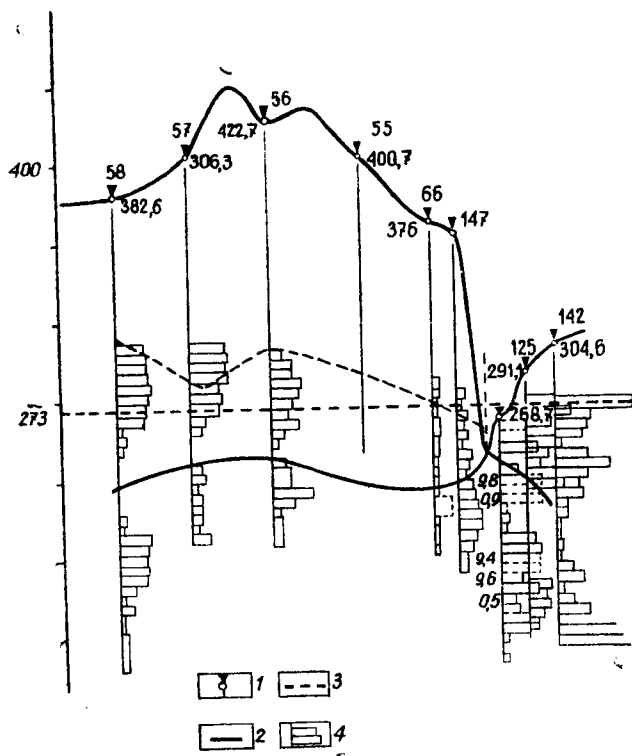


Рис. 9.9. Характер изменения уровней трещинно-карстовых вод в бассейне р. Цетина (по М. Коматина, 1975): 1 — буровые скважины, цифры — номер скважины и абсолютная отметка устья (м), 2 — положение уровня трещинно-карстовых вод на 15.09.58, 3 — то же на 15.04.58, 4 — величина удельного водопоглощения: 1 мм = 1 л/мин·м при избыточном давлении 10 атм

карстовых вод могут достигать 15—20 м, в отдельных случаях 50—60 м и более (рис. 9.9). В связи с высокой проницаемостью среды быстрые подъемы уровня в периоды интенсивного питания после его прекращения сменяются столь же резкими спадами уровня. На относительно пониженных равнинных участках терри-

тории при значительной мощности перекрывающих рыхлых отложений (II и III типы разреза) колебания уровня грунтовых трещинно-карстовых вод могут быть незначительными (1—3 м). Естественно, что в зависимости от местных условий (характер закарстованности, интенсивность питания, приток со стороны и др.) «промежуточных» случаев режима уровней карстовых вод может быть достаточно много.

Характер изменения дебитов карстовых водопроявлений также может быть существенно различным (рис. 9.10). Наиболее резкие

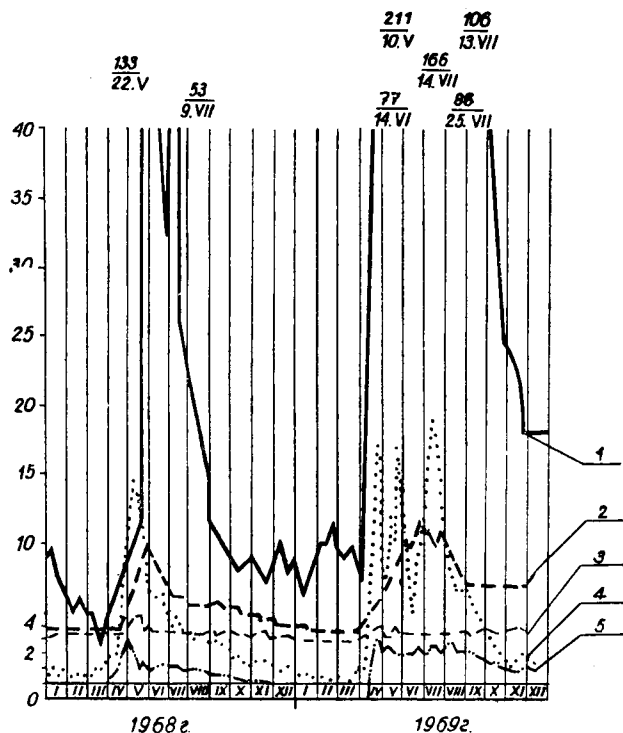


Рис. 9.10. Характер изменения дебитов источников из палеозойских карбонатных отложений бассейна среднего течения р. Чусовой (Ср. Урал). Цифры — дата наблюдения и дебит (л/с) источника 1 (667) в периоды максимальных значений

и значительные по амплитудам изменения дебитов характерны, как правило, для водопроявлений, связанных с зоной аэрации, зоной переменного насыщения (см. рис. 9.6) или с близко расположенными участками интенсивного поглощения поверхностных вод (см. рис. 9.10). При связи источника с зоной постоянного насыщения карстового массива изменения его дебита связаны с колебаниями уровня карстовых вод (изменением градиентов пото-

ка на данном участке массива) и, как правило, происходят со значительно меньшими амплитудами (см. рис. 9.10, 2, 3). И в этом случае «промежуточных» типов режима дебитов может быть достаточно много.

Изменения химического состава, минерализации и температуры трещинно-карстовых вод в целом связаны с режимом уровней и дебитов источников (рис. 9.11). Наиболее заметные изменения

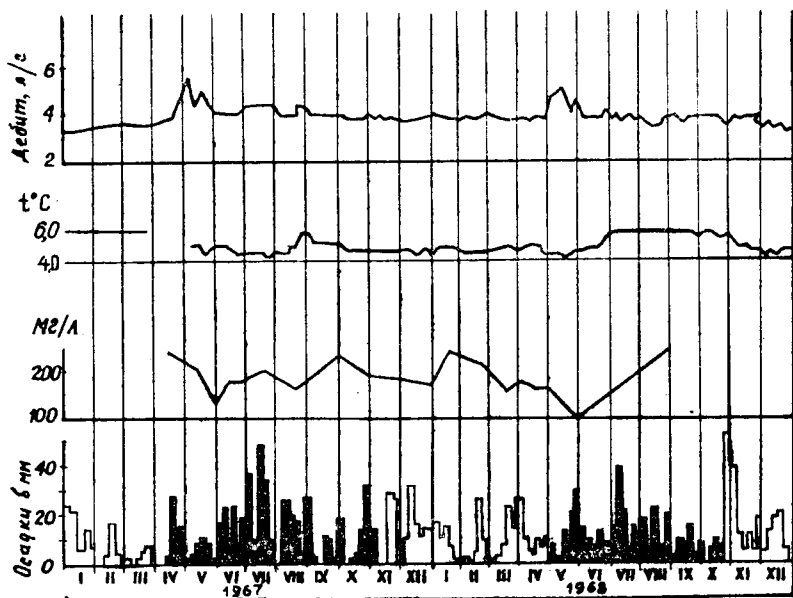


Рис. 9.11. Изменение дебита, температуры и минерализации подземных вод источника 3 (795)

и в этом случае связаны обычно с участками локального интенсивного питания карстовых вод и определяются температурой инфильтрующихся вод, наличием и составом загрязнения поверхности земли, температурой и составом речных вод при их интенсивном поглощении и др. В глубоких частях массива (зона постоянного насыщения) и тем более в пластовых условиях при глубинах залегания до 150—200 м и более для трещинно-карстовых вод, как правило, не характерны резкие изменения уровней, минерализации или температуры.

Возможность использования трещинно-карстовых вод определяется их составом. В верхних частях массива карбонатных пород, а также в пластовых условиях при глубинах залегания до 150—200 м, реже более в связи с наличием интенсивно закарсто-

ванных зон и участков возможно формирование крупных месторождений пресных подземных вод промышленного типа с производительностью до 100—300 тыс. м³/сут и более. В глубоких частях гидрологического разреза с закарстованными породами нередко связаны месторождения минеральных, промышленных или термальных трещинно-карстовых вод (см. гл. 14, 15). Причем и в этом случае наличие закарстованных зон определяет нередко значительные дебиты естественных водопроявлений (минеральные и термальные источники) или достаточно высокую производительность скважин даже при относительно больших глубинах залегания эксплуатируемых интервалов разреза.

С закарстованными породами различного возраста может быть связан ряд месторождений полезных ископаемых (бокситы, золото и др.). Как правило, в верхней части разреза для месторождений этого типа характерна чрезвычайно сложная гидродинамическая обстановка и возможность формирования значительных (до 5—10 тыс. м³/ч и более) притоков в горные выработки. При этом прогноз водопритоков на стадии разведки и даже эксплуатации месторождений является сложным в связи с резкой фильтрационной неоднородностью закарстованных пород, различными условиями связи с поверхностными водами, резкими изменениями расходов во времени и др.

Часть III

ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Региональная гидрогеология является разделом гидрогеологической науки, изучающим закономерности распространения и формирования, а следовательно, и вопросы использования подземных вод в пределах конкретных территорий, выделенных в соответствии с определенным принципом (континенты, геологические структуры, административные единицы и т. д.). Основой региональной гидрогеологии является представление о *гидрогеологическом районе* (регионе) с едиными условиями формирования подземных вод, под которым следует понимать *элемент подземной гидросферы (трехмерное пространство), ограниченный естественными гидрогеологическими границами разного типа.*

В данном случае понятие «район» (регион) используется «как обобщенное название таксономических единиц районирования безотносительно их ранга» (Пиннекер, 1983). При гидрогеологическом районировании в зависимости от его содержания и масштаба обычно используется ряд таксономических единиц: «участок», «район», «область», «провинция» и т. д. (от мелких к более крупным).

По своему целевому назначению гидрогеологическое районирование подразделяется на общее, при котором производится выделение естественноисторических гидрогеологических районов и специализированное, ориентированное на решение определенного круга главных образом прикладных задач (Никитин, 1969).

В настоящее время основным принципом общего гидрогеологического районирования крупных территорий является *структурно-гидрогеологический принцип*, разработанный советскими гидрогеологами М. М. Васильевским (1937), И. К. Зайцевым (1945 и др.), Г. Н. Каменским (1957), А. М. Овчинниковым (1952 и др.), И. К. Зайцевым, Н. И. Толстихиным (1963, 1971), Е. В. Пиннекером (1966 и др.) и др. В соответствии с этим принципом в качестве гидрогеологического района рассматривается (выделяется) *определенный структурно-геологический элемент земной коры (несколько структурных элементов) и в качестве границ гидрогеологических районов рассматриваются различные типы структурно-тектонических границ.*

Несмотря на некоторые различия (И. К. Зайцев, Б. И. Куделин, Н. А. Маринов, Н. И. Толстухин и др.) при использовании принципа структурно-гидрогеологического районирования, *всегда обосновывается необходимость выделения трех основных типов структурно-гидрогеологических районов I порядка* (Каменский, 1957): 1) артезианских бассейнов платформенного типа (синеклизы, краевые прогибы и др.) или артезианских областей, выделяемых в границах крупных структурных элементов платформ—плит; 2) гидрогеологических массивов, представляющих собой поднятия платформенного типа с выходом на поверхность древних образований кристаллического фундамента (щиты, массивы, кражи); 3) складчатых областей внутриматерикового или геосинклинального типа (рис. 10.1).

При выделении гидрогеологических районов на основе структурно-гидрогеологического принципа границы смежных районов в гидродинамическом отношении чаще всего являются условными, поскольку через них возможно межструктурное взаимодействие потоков подземных вод смежных районов (см. рис. 10.1). Таким образом, гидрогеологический район, выделенный в соответствии со структурным принципом, практически никогда не может рассматриваться в качестве *изолированного балансово-гидродинамического элемента* подземной гидросферы, что является неудобным при проведении ряда гидрогеологических исследований.

В связи с этим (Б. К. Терлецкий, Н. А. Маринов, Б. И. Куделин, и др.) общее гидрогеологическое районирование часто проводится также на основе использования «гидрологического» (правильнее балансово-гидродинамического) принципа с выделением потоков подземных вод, «бассейнов подземного стока» и «геогидродинамических систем», под которыми следует понимать *гидравлически обособленные бассейны стока с общим направлением (направлениями) движения поверхностных и подземных вод, определяемым положением основного базиса дренирования*. Границами геогидродинамических систем являются основные (континентальные, региональные) водоразделы потоков подземных вод и в ряде случаев — дрены.

При общем гидрогеологическом районировании главным образом грунтовых и неглубоко залегающих подземных вод других типов в качестве *основных классификационных признаков* часто используется также *комплекс физико-географических показателей*: климат территории (осадки, коэффициенты увлажнения, температуры), рельеф и др. (см. гл. 7).

Наиболее полно различия физико-географических условий учитываются при обосновании схем широтной зональности грунтовых вод (см. гл. 7), в частности в схеме зональности О. К. Ланге при выделении им *трех провинций* грунтовых вод: *провинции гумидных областей, провинции многолетней мерзлоты и провинции аридных областей* (см. рис. 7.9). Специфика физико-геогра-

фических условий двух последних провинций: провинции с наличием многолетнемерзлых пород (криолитозоны) и аридных территорий с резко недостаточным увлажнением — определяет существенные особенности условий распространения подземных вод, их региональной динамики и гидрогеохимии, в отличие от провинции гумидных областей с достаточным и избыточным увлажнением, вне зоны распространения многолетнемерзлых пород.

Глава 10

АРТЕЗИАНСКИЕ БАСЕЙНЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Понятие «артезианский бассейн» в его классическом смысле является общепринятым в советской гидрогеологической литературе. «Живучесть» этого понятия следует признать оправданной, так как оно сразу определяет структурно-геологическую природу объекта, условия залегания и типы подземных вод, основные черты региональной динамики подземных вод в классическом представлении, а также общие закономерности изменения их химического состава и минерализации.

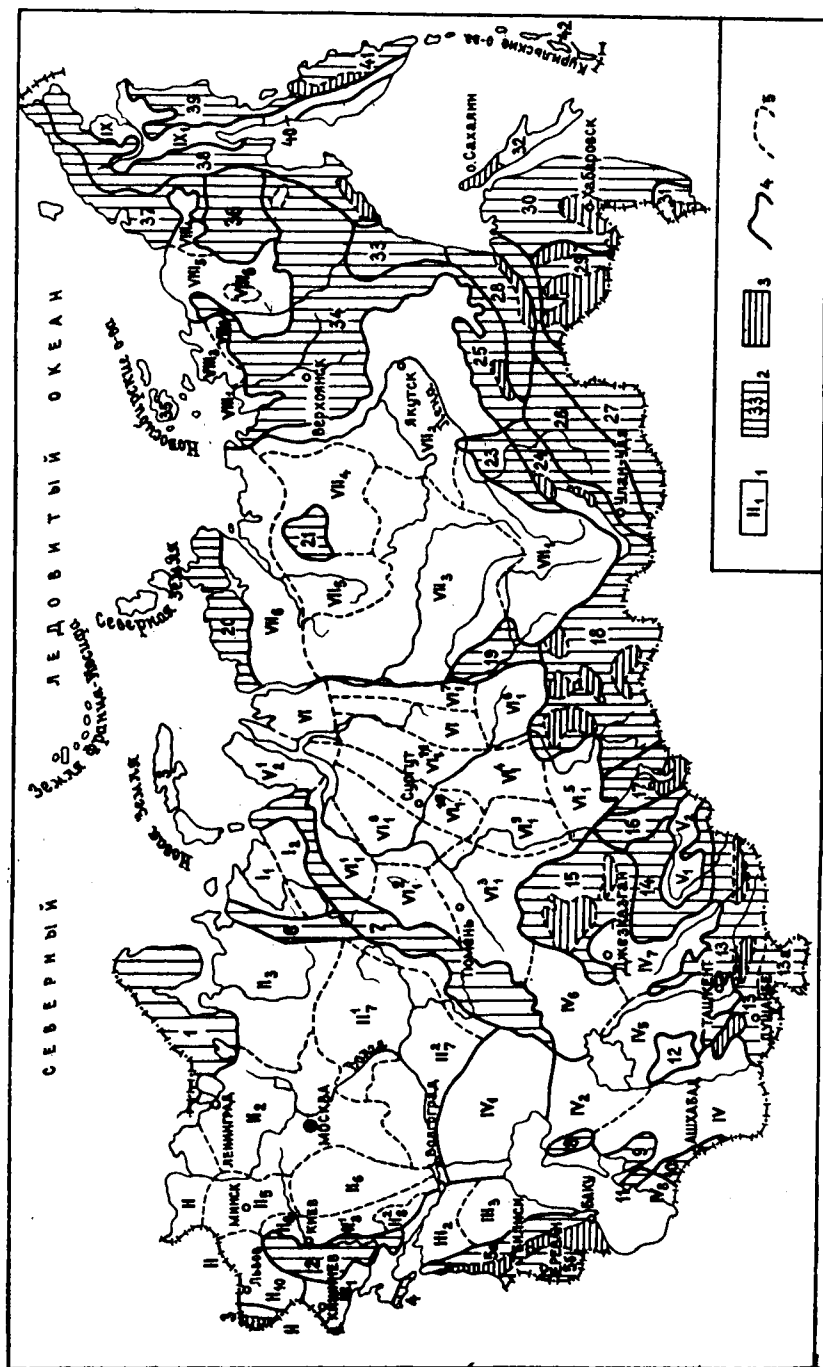
Исходя из геологической и гидрогеологической сущности объекта, под артезианским бассейном следует понимать единую *геогидродинамическую систему* (часть системы), *пространственно связанную со структурно-тектоническим элементом, верхний этаж (этажи) которого представлен толщами пологозалегающих или слабодислоцированных преимущественно осадочных пород, содержащих межпластовые подземные воды.*

Порядок артезианских бассейнов при их соподчинении определяется порядком геогидродинамической системы и порядком тектонической структуры, тип бассейна — типом структуры, так как именно тип тектонической структуры определяет не только размеры бассейна (А. М. Овчинников), но и *геологическое строение его разреза*, что обуславливает существенно различные условия формирования артезианских вод в бассейнах разного типа.

Под артезианскими бассейнами платформенного типа следует понимать бассейны, связанные с отрицательными структурами платформ (плиты, синеклизы), предгорными прогибами и краевыми синеклизами. Выделение в качестве единого типа бассейнов, связанных в данном случае со структурами различного типа, оправдано рядом общих закономерностей строения их геологического разреза, определяющих основные условия залегания и региональную динамику подземных вод.

10.1. СТРУКТУРА И СТРОЕНИЕ АРТЕЗИАНСКИХ БАСЕЙНОВ

Артезианские бассейны являются основными структурно-гидрогеологическими элементами континентальных платформ, занимая практически все площади сплошного распространения отложений осадочного чехла (см. рис. 10.1). На периферии платформ, в области формирования перикратонных опусканий, площади со сплошным распространением отложений осадочного чехла выходят за пределы собственно платформы в область передовых прогибов смежной геосинклинальной системы.



Внутренний структурный план этих элементов определяется положением и развитием более мелких форм, к которым в пределах древних платформ могут быть отнесены своды, валы (мегавалы), локальные поднятия, купола, а также разделяющие их депрессии (впадины, прогибы и др.).

При гидрогеологическом изучении платформенных территорий отложения осадочного чехла рассматриваются как совокупность геофильтрационных сред с геологически упорядоченной слоистой неоднородностью. Вертикальная слоистая (пластовая) неоднородность по масштабу и характеру ее проявления—основное (наиболее общее) свойство разреза осадочного чехла. Природа этой неоднородности генетически обусловлена историей формирования горных пород осадочного чехла; она имеет региональный характер, сохраняясь на площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров, в области наиболее обширных структурных элементов континентальных платформ—плит. Проявления этой неоднородности характерны для любого участка распространения

Рис. 10.1. Схема гидрогеологического районирования территории СССР: 1 — артезианские бассейны (области) и их номера; 2 — гидрогеологические массивы и складчатые области; 3 — крупные межгорные бассейны; 4 — границы гидрогеологических областей; 5 — границы артезианских бассейнов. Артезианские области: I — Печорская; II — Восточно-Европейская; III — Черноморско-Каспийская; IV — Арало-Каспийская; V — Балхаш-Алакольская; VI — Западно-Сибирская; VII — Восточно-Сибирская; VIII — Яно-Инди́гирская; IX — Пенжинско-Анады́рская. Артезианские бассейны I порядка: I₁ — Печорский; I₂ — Предуральский; II₁ — Прибалтийский; II₂ — Московский; II₃ — Северодвинский; II₄ — Пачелмский (Сурско-Хоперский); II₅ — Белорусско-Литовский (артезианский свод); II₆ — Воронежский (артезианский свод); II₇ (II₇¹—II₇²) — Волго-Уральский; II₈ (II₈¹—II₈²) — Донецко-Днепровско-Припятская система бассейнов; II₉ — Брестский; II₁₀ — Вольно-Подольский; II₁₁ — Предкарпатский; III₁ — Причерноморский; III₂ — Азово-Кубанский; III₃ — Терско-Каспийский; IV₁ — Северо-Прикаспийский; IV₂ — Устюртский; IV₃ — Среднеприкаспийский; IV₄ — Туркменский (Амударьинский); IV₅ — Сырдарьинский; IV₆ — Тургайский; IV₇ — Чу-Сарысу́йский; IV₈ — Западно-Туркменский (Южно-Каспийский); V₁ — Южно-Балхашский; V₂ — Алакольский; VI₁ (VI₁¹—VI₁²) — Западно-Сибирский; VI₂ (V₂¹—V₂²) — Прикарский; VII₁ — Ангаро-Ленский; VII₂ — Якутский; VII₃ — Тунгусский; VII₄ — Оленёкский; VII₅ — Котуйский; VII₆ — Хатангский; VIII₁ — Омолойский; VIII₂ — Ольджойский; VIII₃ — Нижнеинди́гирский; VIII₄ — Олойский; VIII₅ — Среднеколымский; VIII₆ — Алазейский; IX₁ — Пенжинский; IX₂ — Анады́рский. Гидрогеологические горно-складчатые области: 1 — Балтийская; 2 — Украинская; 3 — Восточно-Карпатская; 4 — Крымская; 5 — Кавказская (5а — Большекавказская; 5б — Малокавказская); 6 — Тиманская; 7 — Уральская; 8 — Мангышлакская; 9 — Туакырская; 10 — Копетдагская; 11 — Большебалханская; 12 — Центрально-козылжумская; 13 — Тянь-Шанская; 13а — Памирская; 14 — Джунгаро-Балхашская; 15 — Северо-Казахстанская; 16 — Чингиз-Тарбагатайская; 17 — Рудно-алтайская; 18 — Алтае-Саянская; 19 — Енисейская; 20 — Таймырская; 21 — Анабарская; 22 — Североземельская; 23 — Патомская; 24 — Байкальская; 25 — Алданская; 26 — Забайкальская; 27 — Даурская; 28 — Становая; 29 — Амуро-Буреинская; 30 — Сихотэ-Али́нская; 31 — Ханкайская; 32 — Сахалинская; 33 — Охотская; 34 — Верхояно-Колымская; 35 — Новосибирских островов; 36 — Приколымско-Омолонская; 37 — Чукотская; 38 — Охотско-Чукотская; 39 — Корякская; 40 — Западно-Камчатская; 41 — Восточно-Камчатская; 42 — Курильская; 43 — Новоземельская

отложений осадочного чехла и практически всегда могут рассматриваться как *геологически упорядоченные* (стратиграфическая или литолого-фациальная упорядоченность). Масштаб неоднородности, т. е. пределы изменения фильтрационных свойств в вертикальном разрезе (для смежных слоев), может достигать нескольких порядков (10^2 — 10^{-7} м/сут). Участки и зоны с резкими нарушениями слоистой неоднородности пород чехла (линейная или блоковая неоднородность), формирующиеся в пределах всего разреза или его крупного элемента, могут быть связаны главным образом только с определенными структурными зонами, отдельными структурами, тектоническими нарушениями и в сравнении с общей площадью распространения пород чехла всегда являются локальными.

При рассмотрении осадочного чехла крупных структурных элементов платформы в качестве трехмерного геологического тела наиболее существенными показателями являются геометрическая форма и закономерности внутреннего строения. Площадь непрерывного распространения отложений осадочного чехла в пределах крупных структурных элементов платформ, в границах которых выделяются артезианские бассейны I порядка, изменяется в интервале $n \cdot 10^4$ — $n \cdot 10^6$ км² при изменении общей мощности разреза практически от 0 до 15—20 км. Наиболее распространенным в пределах крупных плит территории СССР является интервал мощности отложений чехла 1—4 тыс. м.

Как следует из определения, основной особенностью строения разреза артезианского бассейна является наличие слоистых толщ слабодислоцированных, преимущественно осадочных (реже вулканогенно-осадочных и вулканогенных) пород различного генезиса и состава. В связи с этим разрез бассейна всегда представляет собой многократное чередование стратифицированных гидрогеологических элементов, в качестве которых рассматриваются водоносные слои, горизонты, комплексы, реже водоносные серии, а также относительно слабопроницаемые водоупорные слои, пласты и толщи горных пород (см. гл. 6).

Кроме выделения собственно водоносных элементов (слой, горизонт и др.) при расчленении разреза бассейна во многих случаях наиболее важным является определение положения регионально распространенных и относительно выдержанных слабопроницаемых (водоупорных) разделов, изолирующих смежные элементы гидрогеологического разреза. Именно наличие таких разделов является причиной, а фиксируемые различия пьезометрических напоров, состава и минерализации подземных вод и т. д. — следствием гидродинамической разобщенности смежных водоносных элементов гидрогеологического разреза (см. гл. 9).

Представления о строении и типах слабопроницаемых сред осадочного чехла артезианских структур платформ до настоящего времени разработаны слабо. В то же время на основании анализа имеющегося фактического материала можно сформулировать

два принципиально важных положения.

1. В разрезе осадочных отложений артезианских структур платформенного типа практически *отсутствуют* сколько-нибудь широко выдержанные по площади слои и толщи *абсолютно непроницаемых* горных пород.

По имеющимся представлениям (А. И. Силин-Бекчурин, Д. С. Соколов, Е. В. Пиннекер и др.), в качестве абсолютно непроницаемых сред могут рассматриваться только соляные пласты, в которых благодаря их пластичности при высоких давлениях отсутствуют условия для сохранения пористости и открытой трещиноватости. Однако и здесь относительная проницаемость может быть связана с зонами фациального замещения солей или с тектоническими «разрывами» соляных пластов.

2. Все типы геофильтрационных сред осадочного чехла при определенном строении и условиях залегания (уплотнение, цементация) могут рассматриваться как слабопроницаемые.

Если принимать в качестве предела относительной слабопроницаемости величину, ниже которой породы рассматриваются (М. К. Калинко) как «полуколлекторы», — 0,01 мкм (10^{-2} м/сут), то результаты определения проницаемости по керновому материалу показывают, что практически любые типы пород чехла, кроме седиментационно-фациальных сред с высокой первичной пористостью, могут характеризоваться подобными или более низкими величинами проницаемости (Всеволожский, 1983).

При гидрогеологическом расчленении разреза бассейна в целом наиболее важным является выделение мощных регионально распространенных слабопроницаемых разделов (толщ), положение которых определяет выделение наиболее крупных стратификационных элементов разреза (см. гл. 6), называемых гидрогеологическими этажами (рис. 10.2).

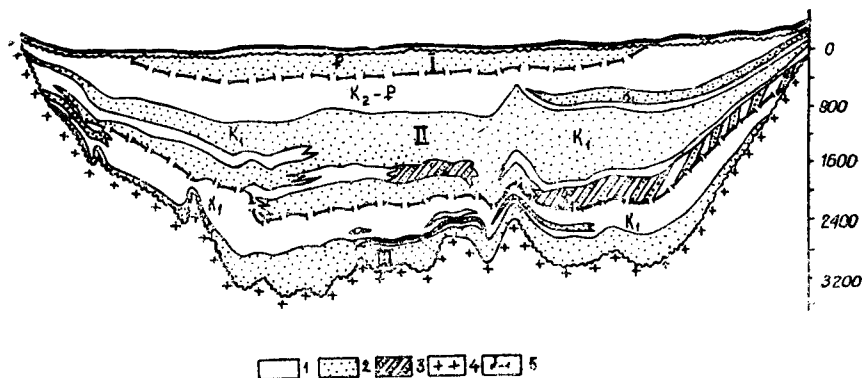


Рис. 10.2. Схема расчленения гидрогеологического разреза Западно-Сибирской артезианской области (геологический разрез, по И. И. Нестерову, 1962): 1 — регионально выдержанные толщи слабопроницаемых пород; 2 — преимущественно водоносные элементы разреза; 3 — толщи песчано-глинистых отложений; 4 — породы фундамента; 5 — границы и номера гидрогеологических этажей

Выделение в качестве самостоятельной крупной единицы осадочного чехла *гидрогеологического этажа* (яруса) оправдано тем, что этаж рассматривается не только как стратификационный, но и как *гидродинамический* элемент, занимающий определенное положение в разрезе артезианского бассейна. При этом основным показателем выделения гидрогеологического этажа является *единство процессов региональной гидродинамики подземных вод* в системе водоносных горизонтов и комплексов, объединяемых в гидрогеологический этаж. В качестве общего показателя, определяющего региональную динамику подземных вод этажа, рассматриваются *характер и степень связи подземных вод с современной поверхностью*, являющейся верхней гидравлической границей бассейна, а в качестве границ смежных гидрогеологических этажей — положение региональных слабопроницаемых «разделов», определяющих различную степень изоляции интервалов разреза от поверхности бассейна. В этом случае при любой мощности и строении разреза чехла в артезианском бассейне может быть выделено не более четырех гидрогеологических этажей, характеризующихся вполне определенными различиями региональной динамики подземных вод (Всеволожский, 1983).

Первый структурно-гидрогеологический этаж (ярус) бассейна выделяется в объеме той части разреза, в пределах которой гидравлическая связь с современной поверхностью бассейна на всей площади распространения соответствующих водоносных горизонтов (комплексов) является основным фактором, определяющим динамику подземных вод.

Влияние верхней гидродинамической границы обуславливает формирование здесь местных потоков подземных вод, тесно связанных с современным рельефом территории (формирование подземного стока и водообмена по схеме А. Н. Мятиева).

Нижней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая положению кровли первой от поверхности регионально выдержанной слабопроницаемой толщи бассейна (см. рис. 10.3).

Второй структурно-гидрогеологический этаж объединяет водоносные комплексы разреза, подземные воды которых имеют гидравлическую связь с современной поверхностью только на периферии структуры и сводах локальных поднятий внутренней области, а на большей части бассейна изолированы от поверхности регионально выдержанными слабопроницаемыми породами значительной мощности.

Подобный характер связи с верхней гидравлической границей бассейна обуславливает формирование наряду с местным движением (краевая зона) общеструктурных региональных потоков подземных вод.

Третий структурно-гидрогеологический этаж чехла включает водоносные горизонты и комплексы, не имеющие гидравлической связи с современной поверхностью бассейна. Верхней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая по-

ложению кровли регионально выдержанной слабопроницаемой толщи, которая относительно изолирует его от вышележащих интервалов разреза, имеющих гидравлическую связь с поверхностью бассейна (см. рис. 10.3).

Отсутствие «открытой» связи с верхней гидравлической границей бассейна в пределах всей площади распространения отложений нижнего этажа приводит к тому, что основным фактором формирования подземного стока является здесь затрудненная связь с подземными водами верхних этажей, осуществляющаяся по локальным зонам с повышенной вертикальной проницаемостью разреза ($K_v > K_l$), а также перераспределение пластовых давлений под воздействием различных эндогенных процессов.

В качестве четвертого структурно-гидрогеологического этажа бассейна условно может рассматриваться фундамент артезианской структуры, выделяемой на основе резкого различия строения и свойств геофильтрационной среды.

Для однотипных (гранулометрия, минералогический состав и др.) горных пород центральных районов структуры характерно постепенное уменьшение проницаемости с увеличением глубины их залегания, связанное с уменьшением воздействия экзогенных факторов, а также усилением роли процессов уплотнения и цементации.

На фоне общерегионального снижения фильтрационной проницаемости пород чехла в направлении от периферии к центру бассейна и с увеличением глубин залегания отчетливо проявляются закономерности 2—3 и более высоких порядков, связанные с внутренним структурным планом бассейна. Наиболее благоприятные условия формирования локальных участков и зон с относительно повышенной проницаемостью (проводимостью) пород чехла характерны для сводов и переклиналиных частей положительных структур разных порядков в связи с возможным здесь фациальным замещением слабопроницаемых пород, развитием интенсивной складчатой трещиноватости, наличием древних разрывов, палеокарста и др.

10.2. ФОРМИРОВАНИЕ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Закономерности формирования подземных вод в артезианских бассейнах определяются многими факторами, среди которых важнейшими являются: форма и размеры бассейна, внутренний структурный план, строение и мощность разреза, типы водовмещающих пород и др. (Всеволожский, 1983). Однако в общем случае основные закономерности формирования региональной динамики подземных вод, их химического состава и минерализации прежде всего связаны с тем, к какому гидрогеологическому этажу разреза бассейна относится данный водоносный горизонт (комплекс).

Первый гидрогеологический этаж бассейна. Как уже было указано выше, к первому гидрогеологическому этажу относится си-

стема относительно изолированных друг от друга водоносных горизонтов и комплексов (пластовая система), в которых формируются местные потоки подземных вод, связанные с рельефом и гидрографией современной поверхности бассейна (см. рис. 10.3). Общая мощность первого этажа в зависимости от строения гидрогеологического разреза изменяется обычно в пределах 200—500 м, реже более (Всеволожский, 1983).

Питание межпластовых подземных вод осуществляется непосредственно за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках открытых выходов пластов на поверхность (структурные выходы, склоны междуречий, высокие террасы крупных речных долин и др.), а также за счет нисходящей фильтрации из вышележащих горизонтов разреза (фильтрация по гидрогеологическим окнам в слабопроницаемых пластах и перетекание). В зависимости от климатических условий, строения разреза и типов водовмещающих пород средние суммарные величины питания межпластовых вод первого этажа изменяются от 0,1—0,3 л/с·км² в зонах недостаточного увлажнения до 1,0—2,0 л/с·км² в зонах умеренного и избыточного увлажнения и до 3,0—5,0 л/с·км² и более на участках, где разрез верхнего этажа представлен высокопроницаемыми породами (крупно- и грубозернистые пески, галечники, интенсивно закарстованные породы) (Подземный сток..., 1982). Однако для конкретных участков пластовых систем в зависимости от распределения фильтрационных параметров водоносных и слабопроницаемых пород удельные величины питания межпластовых вод на относительно коротких расстояниях могут меняться в пределах 1—2 порядка и более (рис. 10.4).

Строение пьезометрической поверхности межпластовых горизонтов первого гидрогеологического этажа определяется общими закономерностями распределения напоров (см. рис. 10.3). Максимальные отметки пьезометрической поверхности характерны для центральных приподнятых частей междуречных пространств, которые рассматриваются в связи с этим в качестве *основных областей питания* межпластовых вод. Однако в балансовом смысле основные участки питания межпластовых вод с аномально высокими удельными величинами питания чаще всего приурочены не к центральному частям междуречных пространств, а к локальным участкам выхода пластов на поверхность (склоны междуречий, высокие террасы крупных речных долин и др.) и к участкам с наличием гидрогеологических окон, определяющих существование открытой гидравлической связи элементов пластовой системы (рис. 10.4). В соответствии с распределением напоров в каждом водоносном горизонте (комплексе) первого этажа формируются потоки межпластовых вод, направленные от относительно приподнятых участков территории к дренирующим эрозионным понижениям (пониженным участкам). Средние значения градиентов пластовых потоков изменяются в пределах 0,01—0,0001.

Разгрузка межпластовых вод осуществляется преимущественно при восходящей фильтрации в грунтовый водоносный горизонт

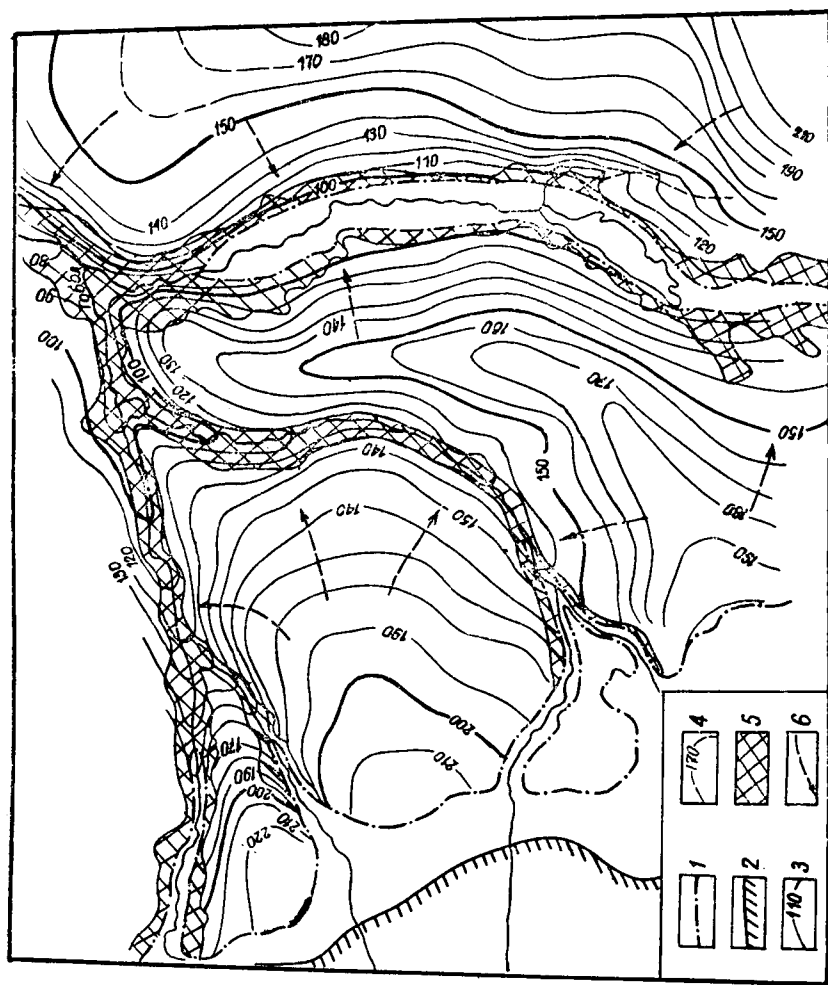


Рис. 10.3. Схема пьезометрической поверхности межпластового палеоцен-эоценового водоносного горизонта южной части Тобольского бассейна (Западно-Сибирская артезианская область): 1 — границы распространения отложений палеоцен-эоценового горизонта; 2 — граница Тобольского бассейна; 3 — гидроизопьезы, цифры — абс. отметки пьезометрического уровня межпластовых вод; 4 — то же по предположению; 5 — участки поверхностного (открытого) распространения водоносных отложений палеоцен-эоценового горизонта; 6 — направления движения межпластовых вод

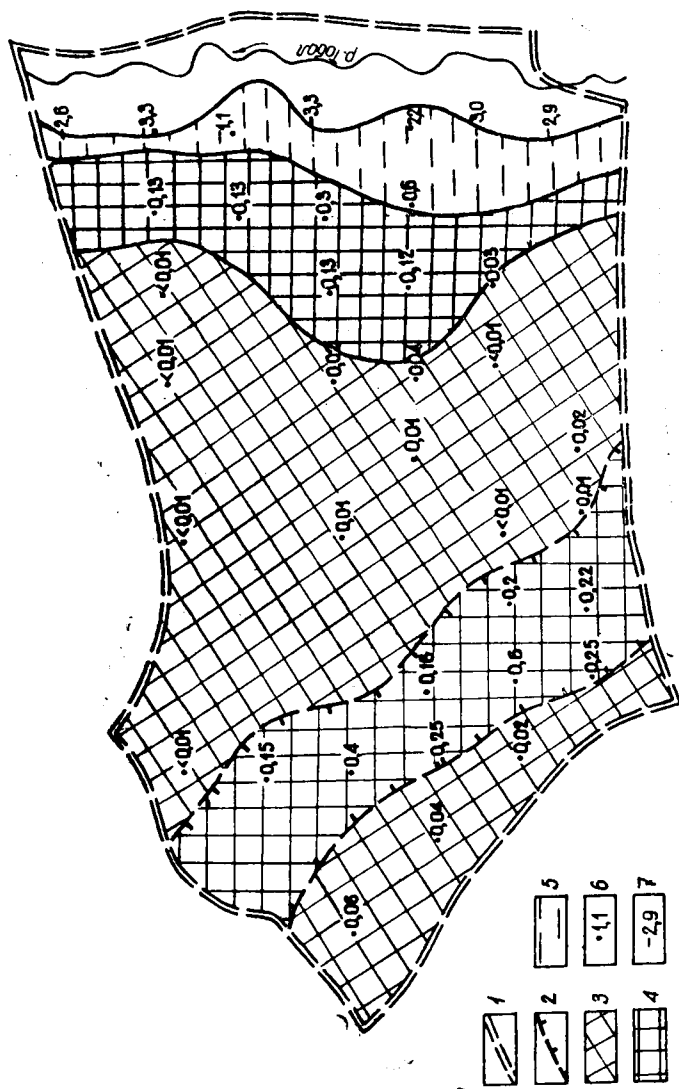


Рис. 10.4. Схема распределения величин современного питания межпластовых вод палеоцен-эоценового водоносного горизонта Тобольский Бассейн): 1 — границы расчетного участка; 2 — контур древней эоценовой долины. Величины современного питания межпластовых вод: 3 — менее 0,1; 4 — 0,1—0,5; 5 — 0,5—3,0 л/с·км²; 6 — центр расчетного блока, цифра — величины на питания подземных вод (л/с·км²); 7 — то же, цифра — величина разгрузки межпластовых вод (л/с·км²)

и через него в гидрографическую сеть территории (речные долины, озерные котловины, заболоченные низменности, солончаковые понижения и др.). В отдельных случаях на склонах эрозионных врезов, в бортах тектонических впадин и других понижениях формируются открытые выходы (источники) грунтовых и реже межпластовых вод, однако результаты количественных оценок (Подземный сток..., 1983; и др.) показывают, что в условиях артезианских бассейнов платформ объем родникового стока (источники) обычно составляет менее 10% суммарной разгрузки подземных вод первого гидрогеологического этажа.

Положение областей питания на возвышенных участках территорий и разгрузки (в понижениях рельефа) определяется общей схемой формирования местных потоков I гидрогеологического этажа бассейна (см. рис. 8.3). В балансе каждого элемента пластовой системы на возвышенных участках территории питание, поступающее из вышележащего горизонта, расходуется на формирование пластового потока и разгрузки в нижележащий элемент разреза, которая формируется при фильтрации по гидрогеологическим окнам или перетеканием через слабопроницаемый пласт. На пониженных участках рельефа суммарная разгрузка формируется за счет притока по пласту и питания, поступающего из нижележащего элемента разреза, в том числе за счет восходящей фильтрации из водоносных горизонтов и комплексов II гидрогеологического этажа.

Формирование химического состава межпластовых вод I гидрогеологического этажа определяется главным образом процессами выщелачивания и смешения (см. гл. 9). В связи с относительно небольшой мощностью разреза и наличием участков открытого питания и разгрузки межпластовых вод в отложениях I этажа формируются преимущественно пресные (менее 1 г/л) подземные воды гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава. Формирование здесь более минерализованных вод сульфатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного состава может быть связано: 1) с наличием (сохранением) легкорастворимых SO_4 и Cl соединений в водоносных и слабопроницаемых породах разреза I этажа (гипс-ангидритовые или загипсованные толщи, современные и верхнечетвертичные морские отложения, более древние слабопроницаемые породы морского генезиса и др.); 2) с процессами континентального засоления грунтовых вод и пород зоны аэрации (аридные территории); 3) с притоком высокоминерализованных подземных вод из нижележащих элементов разреза (участки разгрузки подземных вод II этажа); 4) с процессами антропогенного загрязнения грунтовых вод и через них верхних межпластовых горизонтов.

В районах умеренного и избыточного увлажнения с большими удельными величинами питания межпластовых вод наиболее благоприятны условия длительного сохранения легкорастворимых соединений (SO_4 , Cl) характерны для нижней части разреза I этажа, не вскрытой современной или древней эрозией. В связи с этим

в нижней части разреза I этажа часто формируются гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды с минерализацией 1,5—3,0 г/л и более. В том случае, когда нижняя часть разреза этажа или подстилающая слабопроницаемая толща представлена соленосными или интенсивно засоленными породами (Приуралье, Ангара-Ленский регион и др.), непосредственно в водоносных горизонтах I этажа могут формироваться высокоминерализованные хлоридные воды и рассолы ($M=50\text{—}100$ г/л и более), с чем связано обычно образование куполов минерализованных вод на участках интенсивной разгрузки, выходы соленых источников, засоленные скважины, эксплуатирующих верхние водоносные горизонты и др.

Второй гидрогеологический этаж бассейна объединяет систему водоносных горизонтов, имеющих связь с современной поверхностью на периферии структуры (поднятиях внутренней области) и изолированных от нее мощными толщами слабопроницаемых пород в пределах внутренней области бассейна (см. рис. 10.2). В этих условиях основной объем современного питания межпластовых вод формируется на относительно приподнятых участках периферии бассейна, а также на прилегающем склоне соседнего структурно-гидрогеологического района.

В пределах периферии собственно бассейна, называемой внутренней областью питания, питание межпластовых вод осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков в местах выхода пластов на поверхность и нисходящей фильтрацией через разделяющие слабопроницаемые породы. Питание со стороны выхода пород фундамента на поверхность или со склонов складчатого обрамления бассейна формируется за счет притока трещинно-грунтовых вод, трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений, зон интенсивной закарстованности и др. В соответствии с этим склоны обрамления (в общем случае до основного водораздела поверхностного стока) рассматриваются в качестве так называемой внешней области питания артезианских вод (рис. 10.5).

Часть подземных вод, формирующихся в пределах внешней и внутренней областей питания, разгружается в местную гидрографическую сеть территории, а часть формирует так называемый «глубокий» артезианский сток (Куделин, 1960). В соответствии с классическими представлениями (А. И. Силин-Бекчурин, А. М. Овчинников и др.) в отложениях II гидрогеологического этажа формируются региональные потоки глубоких артезианских вод, направленные от краевых областей питания к центральным погруженным районам бассейна и далее к региональным областям разгрузки, в качестве которых обычно рассматриваются впадины современных морей и крупные внутриконтинентальные водоемы (протяженность потоков в этом случае составляет сотни, а иногда и тысячи километров).

Однако количественные данные, полученные в последнее время (В. А. Всеволожский, В. И. Дюнин), свидетельствуют о том, что представления о так называемых региональных потоках артези-

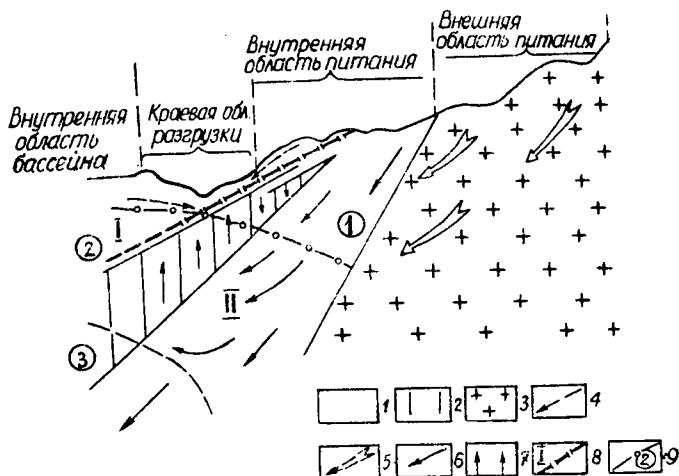


Рис. 10.5. Схема формирования потоков подземных вод в краевой части артезианского бассейна: 1 — системы межпластовых горизонтов I и II гидрогеологических этажей бассейна; 2 — слабопроницаемые разделяющие толщи; 3 — породы обрамления и фундамента; 4 — направления движения подземных вод первого этажа; 5 — трещинных вод обрамления; 6 — второго гидрогеологического этажа; 7 — направления затрудненной субвертикальной фильтрации через слабопроницаемые породы; 8 — границы и номера гидрогеологических этажей; 9 — границы и номера гидродинамических зон

анских вод значительно преувеличены. В большинстве случаев распределение расходов межпластовых вод в отложениях II гидрогеологического этажа может быть охарактеризовано кривой, приведенной на рис. 10.6. Общий вид кривой изменения расхода позволяет выделить в потоке подземных вод II этажа три характерные гидродинамические области: 1 — краевую область питания, где изменение расхода определяется чередованием участков питания и местной разгрузки подземных вод; 2 — краевую область разгрузки межпластовых вод II этажа, в пределах которой происходит резкое сокращение расхода пластовых потоков за счет восходящей разгрузки напорных вод в водоносные горизонты I этажа и далее в грунтовые и поверхностные воды; 3 — внутреннюю область бассейна с резко ослабленным пластовым притоком от краевых областей питания (см. рис. 10.5).

Характер изменения расходов пластовых потоков и положение границ выделенных областей свидетельствуют о том, что *современный водообмен в водоносных горизонтах II этажа формируется главным образом в краевых зонах артезианских бассейнов*. В пределах внутренней, как правило, относительно погруженной области бассейна водоносные горизонты II гидрогеологического

этажа практически не имеют связи с современной поверхностью (в латеральном направлении эта связь затруднена значительными расстояниями и наличием краевых областей разгрузки), т. е. имеют условия формирования, характерные для подземных вод III гидрогеологического этажа.

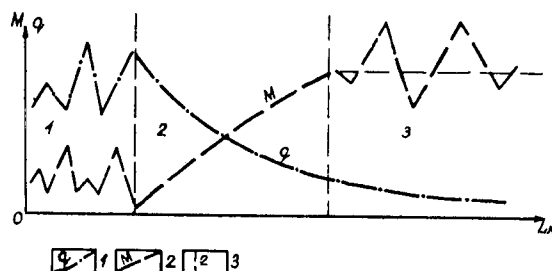


Рис. 10.6. Схема изменения расходов пластовых потоков и минерализации подземных вод второго гидрогеологического этажа в направлении от границы к внутренней области артезианского бассейна: 1 — расход пластовых потоков; 2 — минерализация подземных вод; 3 — границы и номера характерных зон

В пределах каждого конкретного бассейна (участка) конфигурация границ областей и их ширина могут быть существенно различными. В общем случае ширина (по поверхности) краевых областей питания изменяется от нескольких десятков до сотен километров (Всеволожский, 1983). Существование краевой зоны разгрузки обычно определяется наличием в современном рельефе глубоких эрозионных понижений с низким положением уровней грунтовых и поверхностных вод (крупные речные долины, озерные котловины и др.). Общей закономерностью является количественно установленный факт, что более 90% суммарного объема современного питания межпластовых вод II гидрогеологического этажа разгружается непосредственно в краевой зоне, не формируя пластового притока к внутренней области бассейна. В ряде случаев имеющиеся данные по распределению напоров межпластовых вод показывают, что на периферии артезианских бассейнов формируются обширные площади, *гидравлически изолированные* (наличие водоразделов) от системы потоков артезианских вод бассейна (В. И. Дюнин).

Формирование химического состава подземных вод II этажа, их минерализации и гидрогеотермического режима разреза самым тесным образом связано с рассмотренной выше динамикой потоков межпластовых вод в краевой части бассейна. В пределах внешней и внутренней областей питания основным процессом, определяющим состав и минерализацию подземных вод, является *процесс выщелачивания*. В том случае, когда питание осуществляется за счет «открытой» фильтрации на выходах водоносных

пластов или за счет притока из внешней области, непосредственно в краевой части бассейна формируется, как правило, зона пресных (менее 1 г/л) гидрокарбонатных вод, мощность которой может достигать 600—800 м и более.

Приток маломинерализованных трещинных вод из пород кристаллического или складчатого обрамления рассматривается обычно как основная причина формирования мощной зоны пресных гидрокарбонатных подземных вод в краевой части бассейна (А. И. Силин-Бекчурин, В. Ф. Маврицкий и др.). Однако наличие этой зоны может быть связано также со значительными величинами питания в самой краевой зоне бассейна или с рядом других причин.

При распространении в разрезе краевой части гипс-ангидритовых толщ или загипсованных пород непосредственно в области питания формируются преимущественно сульфатные или хлоридно-сульфатные воды с минерализацией до 3,0—5,0 г/л. При наличии гидравлически «открытых» участков питания и интенсивности притока со стороны для межпластовых вод II этажа в краевой части бассейна характерно обычно распространение на значительную глубину газов атмосферного происхождения (N_2 , CO_2 , O_2), повышенное содержание органических веществ (для верхних горизонтов, связанных с грунтовыми и поверхностными водами), отсутствие газов и микрокомпонентов глубинного генезиса. Именно для этих участков также может быть характерно распространение на значительные глубины сезонных и многолетних колебаний температуры подземных вод.

На участках, где питание межпластовых вод II этажа формируется за счет затрудненной нисходящей фильтрации через слабопроницаемые породы с относительно низкими удельными расходами, существенную роль в формировании состава и минерализации межпластовых вод играют процессы выщелачивания «водоупоров». При наличии в слабопроницаемых породах легкорастворимых соединений (морские глинистые породы, гипс-ангидритовые или засоленные толщи и др.) непосредственно под ними в пределах краевой области питания возможно формирование сульфатно-хлоридных и хлоридных вод с минерализацией до 10—15 г/л и более.

Далее по потоку в связи с формированием разгрузки межпластовых вод (см. рис. 10.5) происходит постепенное сокращение расходов пластовых потоков и скоростей движения подземных вод, что определяет *постепенное уменьшение* степени «промытости» гидрогеологического разреза (длительное в течение геологического времени сохранение легкорастворимых соединений в минералогическом геохимическом комплексе водоносных и слабопроницаемых пород, сохранение поровых растворов седиментогенного генезиса и др.). В этих условиях (при избытке растворимой фазы) процесс выщелачивания ограничен только пределом растворимости основных (SO_4^{2-} , Cl^-) соединений (с учетом постепенного роста температур и давлений при увеличении глубины залегания), что определяет постепенное увеличение минерализации межпластовых вод до зна-

чений, характерных для внутренней наиболее погруженной области бассейна и формирование подземных вод преимущественно хлоридного состава (рис. 10.6).

Одним из факторов, определяющим состав и минерализацию межпластовых вод, является здесь вертикальная восходящая разгрузка напорных вод, с чем связано поступление более глубоких и в общем случае более минерализованных подземных вод. С наличием восходящей разгрузки подземных вод может быть связано также появление в водоносных горизонтах I этажа, в грунтовых, а в ряде случаев и в поверхностных водах специфического состава микрокомпонентов (I, B, Br) и газов глубинного происхождения (CO_2 , He, H_2S и др.) вплоть до формирования гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий на участках интенсивной восходящей разгрузки напорных вод (М. И. Зайдельсон, Е. В. Пиннекер и др.). Относительно простая схема формирования состава и минерализации подземных вод, определяемая динамикой потока в краевой зоне разгрузки, в реальных условиях является значительно более сложной, поскольку сочетание структурного и гидродинамического факторов определяет наличие здесь основного «зонального геохимического барьера», на котором окислительная обстановка, характерная для краевой зоны питания, сменяется восстановительными условиями внутренней области бассейна.

Термин «барьер» в данном случае является условным, так как различное положение барьера в каждом водоносном горизонте, конфигурация в плане, изменение его положения в различные этапы геологической истории и другие факторы обуславливают, по сути дела, наличие *протяженной переходной гидрогеохимической зоны*.

Наличие геохимического барьера обуславливает проявление (изменение направленности) ряда химических, физико-химических, биохимических процессов, влияние которых в ряде случаев приводит к существенным изменениям химического состава и минерализации межпластовых вод II гидрогеологического этажа.

Третий (нижний) гидрогеологический этаж бассейнов платформенного типа представляет собой наиболее погруженную часть гидрогеологического разреза, подземные воды которой в современных условиях не имеют открытой гидравлической связи с современной поверхностью бассейна (см. рис. 10.2).

В ряде бассейнов аналогичные условия залегания и формирования характерны также для водоносных горизонтов II этажа *внутренних областей* бассейна, где изоляция от современной поверхности определяется наличием мощных толщ перекрывающих слабопроницаемых пород и *значительным удалением* от краевых зон питания артезианских вод.

Преимущественное распространение в глубоких частях бассейнов слабопроницаемых пород и вероятность существования ограниченных участков и субвертикальных зон с относительно более высокой проницаемостью определяют характерное *слоисто-блоко-*

вое строение гидрогеологического разреза III этажа. В пределах конкретных блоков этой системы динамика подземных вод и баланс блока могут определяться различными составляющими: ослабленным притоком от областей современного питания (см. II этаж), поступлением глубинных флюидов из пород фундамента, элизионным питанием, движением подземных вод под действием градиентов пластовых давлений, образующихся в связи с возникновением и релаксацией тектонических напряжений, сработкой упругих запасов и др. В связи с этим в пределах каждого относительно изолированного блока возможно формирование *местных (внутриструктурных) потоков глубоких подземных вод с различными направлениями движения, градиентами и скоростями.*

Формирование региональной динамики подземных вод III этажа в решающей степени определяется *условиями пластового и межпластового взаимодействия смежных блоков*, обеспечивающего затрудненную субвертикальную разгрузку глубоких артезианских вод в верхние горизонты разреза, поскольку в общей гидродинамической схеме бассейна платформенного типа его внутренняя область (по соотношению напоров) рассматривается как *область затрудненной рассредоточенной разгрузки глубоких напорных подземных вод* (Всеволожский, 1983).

Наиболее убедительным подтверждением существования в пластовых системах II и III этажей гидродинамически изолированных блоков являются проявления так называемых *аномальных пластовых давлений (АПД)*, установленные для многих

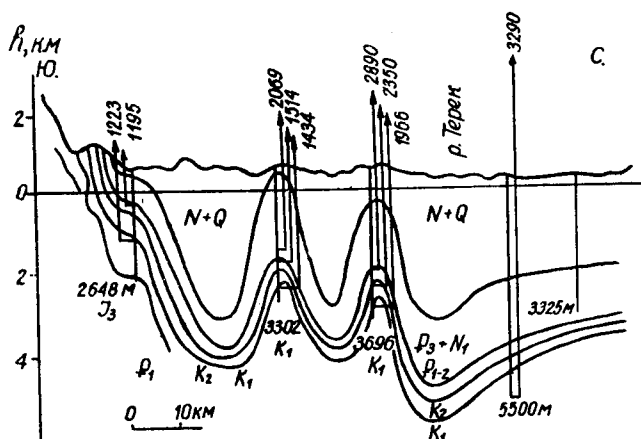


Рис. 10.7. Проявления аномально высоких пластовых давлений (АПД) в песчано-глинистых отложениях мел-палеогена Восточно-Предкавказского артезианского бассейна (по И. Г. Киссину, 1967). Стрелками показана величина напора межпластовых вод, вскрытых буровыми скважинами. Цифры — абс. отметки установившегося (расчетного) уровня межпластовых вод (м)

артезианских бассейнов платформенного типа. В этом случае смежные блоки пластовой системы или блоки смежных пластовых систем характеризуются резко различными значениями пластовых давлений, величина которых и соотношения с «нормальными» гидростатическими давлениями резко изменяются на относительно коротких расстояниях (рис. 10.7). Наиболее часто при глубоком бурении на нефтяных и газовых структурах фиксируются так называемые аномально высокие пластовые давления (АВПД), значительно превышающие нормальные гидростатические. Однако в ряде артезианских бассейнов в настоящее время установлены обширные области с резким проявлением аномально низких (АНПД) пластовых давлений (Ходьков, 1973; Белецкий, 1975).

Водоносные горизонты III гидрогеологического этажа (а также II во внутренних погруженных районах бассейна), как правило, содержат высокоминерализованные воды и рассолы хлоридно-натриевого состава, минерализация которых для различных бассейнов (участков бассейна) изменяется от 20 до 300 г/л и более.

Изменение минерализации в столь широком диапазоне (более одного порядка!) определяется многими причинами (см. гл. 4). Однако наиболее четко устанавливается связь величины минерализации глубоких артезианских вод с составом (минералого-геохимическим комплексом) осадочных пород разреза. Так, в бассейнах, где разрез осадочного чехла представлен континентальными толщами и отложениями морских бассейнов нормальной солености (например, Западная Сибирь), минерализация глубоких артезианских вод, как правило не превышают, 30—35 г/л с определенными отклонениями в ту или иную сторону. В бассейнах, где значительная часть разреза сложена галогенными толщами (Приуралье, Ангара-Ленский регион и др.), на тех же глубинах величина минерализации подземных вод может достигать 300—400 г/л и более (Е. В. Пиннекер и др.).

Для высокоминерализованных вод и рассолов III этажа характерны, как правило, резко повышенные содержания ряда специфических компонентов (I, V, Br), углеводов (CH_4 , H_3N_8 , C_6H_6 и др.) и газов глубинного происхождения (CH_2 , He).

Формирование химического состава и минерализации подземных вод в гидродинамически «закрытой» системе III этажа также решающим образом связано с условиями межпластового (межблокового) взаимодействия подземных вод. Наличие такого взаимодействия в течение геологически длительного времени (с учетом возможных изменений его интенсивности, направлений и др.) должно приводить к постепенному выравниванию состава и минерализации подземных вод в смежных элементах пластовой системы. В то же время наличие межпластовых связей является основной причиной формирования гидрогеохимических (а также гидрогеотермических и др.) аномалий, связанных непосредственно как с процессами смешения вод разного состава, так и с рядом химических и физико-химических процессов, возникающих при изменении минералого-геохимического состава водовмещающих пород,

пластовых температур и давлений (см. гл. 4). В то же время в условиях затрудненной (медленной) фильтрации в глубоких частях разреза бассейна, возможно относительное усиление влияния на формирование состава и минерализации межпластовых вод различных медленных процессов: диффузия, осмос, процессы дегидратации горных пород, биохимические реакции, поступление глубинных флюидов и др. (Кротова, 1962; Смирнов, 1971; Питьева, 1974; и др.).

Сочетание рассмотренных выше причин определяет в ряде случаев существенные (вплоть до резко выраженных гидрогеологических аномалий) изменения состава и минерализации подземных вод даже в смежных блоках гидрогеологического разреза III этажа.

10.3. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАСЕЙНА

Учение о вертикальной зональности артезианских бассейнов платформенного типа (артезианских вод) разработано в трудах крупных советских гидрогеологов П. Н. Бутова, Б. Л. Личкова, Ф. А. Макаренко, Н. К. Игнатовича, М. А. Гатальского, А. А. Карцева, Е. А. Баскова и И. К. Зайцева и ряда других авторов.

В соответствии с этими представлениями в разрезе артезианских структур в направлении сверху вниз и по падению пластов (с удалением от «открытых» краевых зон) происходит закономерное ухудшение условий водообмена (питания и разгрузки подземных вод) и связанное с этим уменьшение скоростей движения подземных вод, увеличение сроков водообмена, а также закономерное увеличение минерализации и изменение химического состава артезианских вод.

В современной гидрогеологической литературе обычно используются представления Н. К. Игнатовича (1944, 1947, 1950), который выделил в разрезе артезианских бассейнов сверху вниз *три гидродинамические зоны*: активного водообмена, затрудненного водообмена, застойного водного режима и три гидрогеохимические зоны: пресных подземных вод гидрокарбонатного состава, солоноватых и соленых вод сульфатного и сульфатно-хлоридного состава и высокоминерализованных вод и рассолов хлоридного состава.

Несмотря на длительное развитие и широкое использование учения о вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности артезианских вод, многие положения этого учения до настоящего времени являются в значительной мере неопределенными. Это касается принципов и критериев выделения вертикальных зон разреза, числа таких зон, их положения в разрезе структур разного типа, определения границ между выделяемыми зонами и др. (Всеволожский, 1983).

Основные положения гидродинамической зональности, отражающие общие закономерности движения артезианских вод на различных уровнях гидрогеологического разреза, реализуются уже *при выделении трех гидрогеологических этажей*, являющихся крупными стратификационно-гидродинамическими элементами бассейна. Однако, исходя из рассмотренных выше закономерностей региональной динамики артезианских вод, в пределах двух верхних этажей могут быть выделены характерные гидродинамические границы (зоны), связанные или с резкими изменениями условий на определенных уровнях разреза чехла, или с постепенным уменьшением связи с поверхностью бассейна при увеличении глубины залегания водоносного горизонта и расстояния от открытой периферии бассейна.

В разрезе I гидрогеологического этажа бассейна положение границы, на которой происходит резкое изменение условий водообмена с современной поверхностью, определяется *уровнем эрозионного вреза современной* (в ряде случаев неоген-четвертичной) *гидрографической сети*. В соответствии с этим по кровле первого слабопроницаемого пласта, не вскрытого современной или древней эрозией, может быть проведена граница двух смежных гидродинамических зон (рис. 10.8), на которой происходит резкое (скачкооб-

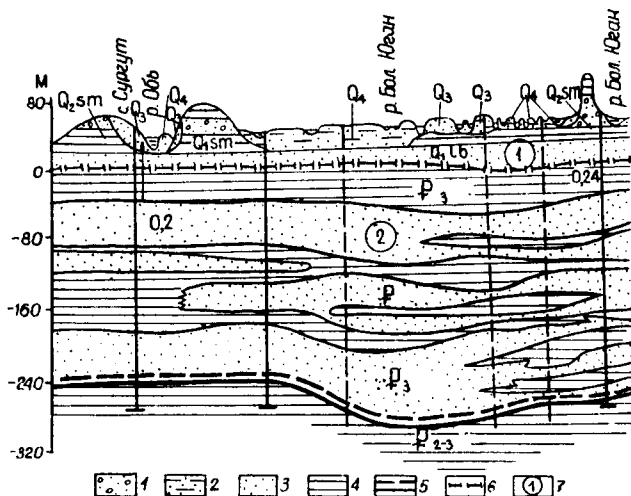


Рис. 10.8. Схема гидродинамической зональности первого гидрогеологического этажа центральной части Западно-Сибирской артезианской области (гидрогеологический разрез по Р. П. Глушко, 1963): 1 — песчано-гравийные отложения; 2 — песчано-глинистые; 3 — преимущественно песчаные; 4 — слабопроницаемые глинистые; 5 — нижняя граница первого гидрогеологического этажа; 6 — граница; 7 — номера гидродинамических зон

разное) качественное изменение условий взаимодействия межпластовых вод I гидрогеологического этажа с современной поверхностью бассейна (с грунтовыми и поверхностными водами). Для всех водоносных горизонтов верхней гидродинамической зоны принципиально возможна открытая (свободная) связь с грунтовыми и поверхностными водами. В этом случае (без учета изменения фильтрационных свойств разреза, которые могут быть существенно различными) основные закономерности динамики межпластовых вод (распределение удельных величин питания и разгрузки, скорости движения, сроки водообмена и др.) будут определяться наличием и положением участков с открытой (свободной) гидравлической связью с поверхностью (рис. 10.9).

В соответствии с условиями верхней зоны и принятой терминологией (Н. К. Игнатович) она должна рассматриваться как зона интенсивного (свободного) водообмена.

Для водоносных горизонтов второй гидродинамической зоны I этажа принципиально невозможна «открытая» связь с поверхностью (кроме участков с «гидрогеологическими окнами», которые являются локальным местным фактором и не могут учитываться в общей схеме), и, следовательно, питание и разгрузка межпластовых вод осуществляются только путем затруднений вертикальной фильтрации через слабопроницаемые пласты. Исходя из схемы А. Н. Мятлева (см. гл. 8), в этом случае основной закономерностью будет являться (при прочих равных условиях) *ухудшение условий водообмена в вертикальном направлении*. При этом затрудненность водообмена постепенно возрастает с увеличением глубины залегания и увеличением суммарной мощности перекрывающих слабопроницаемых пород. В соответствии с изложенным выше вторая гидродинамическая зона верхнего этажа должна рассматриваться как зона *затрудненного водообмена*.

В разрезе II гидрогеологического этажа связь водоносных горизонтов с современной поверхностью имеет пластовый характер и постепенно ухудшается (затрудняется) с удалением от открытой периферии бассейна. Характер изменения эмпирических кривых расхода пластовых потоков (см. рис. 10.6) показывает, что в направлении от периферии к внутренней области бассейна могут быть выделены три гидродинамические зоны с существенно различными закономерностями движения межпластовых вод. В пределах первой зоны (краевая область питания) движение подземных вод формируется под влиянием местных факторов при «открытом» характере гидравлической связи водоносных горизонтов с верхней границей системы, что соответствует условиям *зоны свободного или интенсивного водообмена*.

Во второй зоне (краевая область разгрузки) происходит резкое сокращение расходов пластовых потоков и скоростей движения межпластовых вод, с чем связано соответствующее увеличение сроков водообмена. Основным видом движения является здесь *затрудненная вертикальная разгрузка подземных вод* в водоносные горизонты верхнего гидрогеологического этажа. В соот-

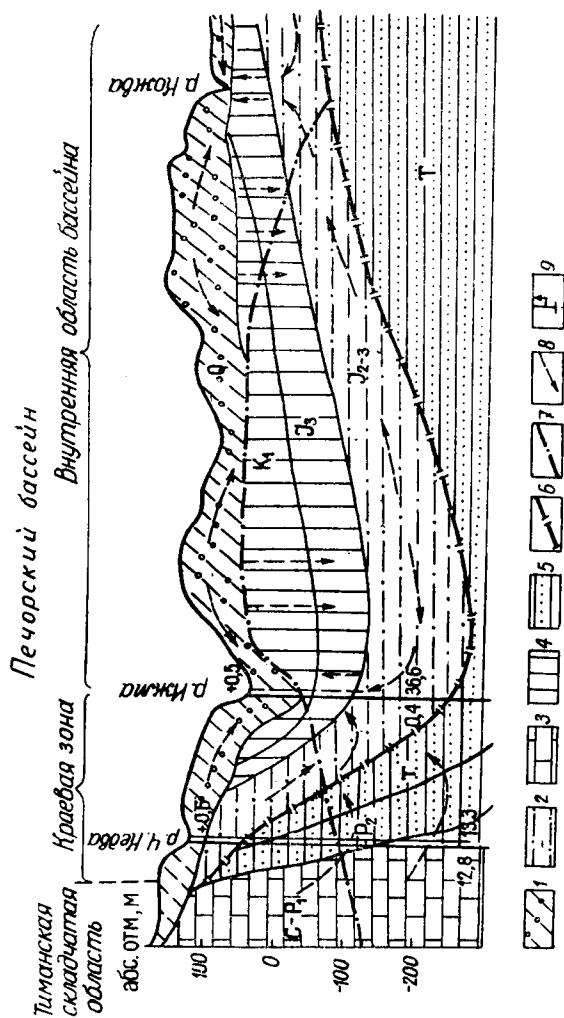


Рис. 10.9. Схема гидродинамической зональности юго-западного борта Печорского артезианского бассейна: 1 — водоносный комплекс четвертичных отложений; 2 — верхнесреднеюрских; 3 — каменноугольных и пермских отложений; слабопроницаемые породы; 4 — нижнемелового—среднеюрского; 5 — триасового возраста; 6 — граница первого этажа бассейна; 7 — границы гидродинамических зон; 8 — направления движения подземных вод; 9 — скважины, цифры: внизу — минерализация подземных вод (г/л), вверху — глубина установившегося уровня (м)

ветствии с этим вторая гидродинамическая зона может рассматриваться как зона относительно затрудненного водообмена или как зона, переходная от условий открытой периферии к условиям внутренней погруженной области бассейна.

Третья гидродинамическая зона, объединяющая часть разреза II этажа и III этаж, может быть выделена по внутренней погруженной области бассейна. Основным гидродинамическим условием этой зоны является практическое отсутствие в современных условиях притока из краевой области бассейна, в связи с чем она нередко рассматривается в качестве «зоны застойного режима». Структура потоков подземных вод имеет характер затрудненного взаимодействия смежных относительно изолированных блоков, баланс которых может определяться различными составляющими. Собственно фильтрационное движение подземных вод связано главным образом с наличием вертикальной затрудненной разгрузки подземных вод в верхние гидрогеологические этажи, определяющей динамическое равновесие внутренней погруженной области бассейна. Низкая в целом проницаемость разреза и изоляция смежных блоков приводят к тому, что даже при наличии весьма значительных градиентов давления (см. рис. 10.7) скорости движения подземных вод (вне зон с повышенной проницаемостью) измеряются здесь от десятых долей до первых миллиметров в год (А. И. Силин-Бекчурин, М. А. Гатальский и др.). В соответствии с существующими представлениями третья зона разреза рассматривается обычно как зона весьма затрудненного водообмена.

Гидродинамические условия зоны весьма затрудненного водообмена (отсутствие связи с современными областями питания, затрудненная субвертикальная фильтрация, наличие участков с чрезвычайно малыми скоростями движения или застойным режимом подземных вод и др.) являются наиболее благоприятными для формирования и сохранения в течение длительного времени месторождений нефти и газа. Имеющийся опыт разведки и эксплуатации свидетельствует о том, что большинство крупных нефтегазоносных областей и месторождений связано именно с третьей гидродинамической зоной бассейнов платформенного типа.

Общая схема гидродинамической зональности бассейна приведена на рис. 10.10. Подобная схема в принципе характерна не только для классических мультислойных структур, являющихся «тектонотипом» артезианского бассейна, но и для асимметрично построенных структур, моноклинально погружающихся склонов и др. Естественно, что при этом тип структуры и строение ее разреза определяют существенные изменения конфигурации гидродинамических зон, положения их границ, мощности и т. д. (см. рис. 10.9). В центральной части бассейна положение нижней границы зоны интенсивного водообмена в решающей степени определяется мощностью и строением разреза I этажа, глубина залегания нижней границы зоны обычно не превышает 300—400 м (часто меньше). В краевой части бассейна в зависимости от ее строе-

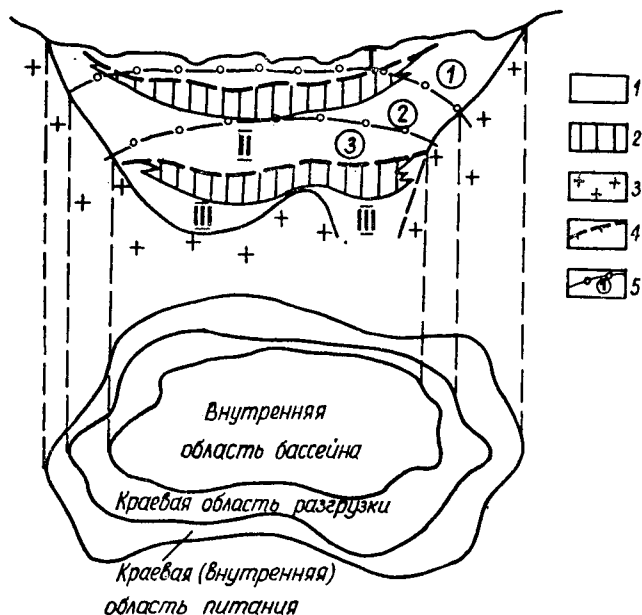


Рис. 10.10. Принципиальная схема гидродинамической зональности артезианского бассейна платформенного типа: 1 — гидрогеологические этажи осадочного чехла; 2 — разделяющие слабопроницаемые толщи; 3 — фундамент; 4 — границы и номера гидродинамических зон

ния мощность зоны интенсивного водообмена может достигать 1000—1500 м и более (Западная Сибирь, Вилюйская синеклиза и др.). Однако при трансгрессивном строении периферии бассейна зона интенсивного водообмена в отложениях II этажа может практически отсутствовать (наличие только внешней области питания). Ширина «переходной» зоны в отложениях II этажа зависит от структурных условий конкретных участков и даже в пределах одного бассейна может изменяться от 10 до 200 км и более. В пределах зоны весьма затрудненного водообмена структура потоков подземных вод в плане может быть относительно простой или чрезвычайно сложной, отражающей положение участков и зон с АПД, изолированных блоков, зон локальной сосредоточенной разгрузки и т. д. (Всеволожский, 1983; Дюнин, 1987).

Наряду с рассмотренной схемой существуют представления и необходимости выделения в глубоких частях разреза особой (четвертой) зоны с геостатическими (литостатическими) пластовыми давлениями (Ю. В. Мухин, А. Е. Ходьков, А. А. Карцев и др.). В качестве основания для выделения такой зоны рассматривается наличие участков с АНВД, где в ряде случаев пластовые давления значительно превышают нормальные гидростатические. Однако имеющиеся фактические данные (см. рис. 10.7) свидетельствуют о том, что участки с резким проявлением АВПД всегда являются локальными. Можно только

предполагать, что на относительно больших глубинах (глубже 6—7 км) зона геостатических (АНВД) давлений будет распространена повсеместно. Существуют также представления о выделении в глубоких частях бассейна (более 7 км) так называемой зоны «термобарического водного режима» (Г. В. Богомолов и др.) (см. гл. 2).

Гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов платформенного типа отражает общие закономерности изменения состава и минерализации артезианских вод с увеличением глубины залегания и удалением от «открытой» периферии к внутренней погруженной области бассейна (Н. К. Игнатович, В. И. Вернадский, Е. В. Посохов, И. К. Зайцев и др.). «Нормальным» считается гидрогеохимический разрез бассейна, в котором снизу вверх могут быть выделены три гидрогеохимические зоны: 1 — зона пресных (до 1,0 г/л) подземных вод гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-магниевого) состава, 2 — зона солоноватых и соленых вод сульфатного (сульфатно-хлоридного) состава, 3 — зона соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией до 300—400 г/л и более (Е. В. Посохов, И. К. Зайцев).

Классические представления о природе формирования гидрогеохимических условий (зональности) артезианских бассейнов всегда исходили из предпосылки об их тесной связи с закономерностями региональной динамики артезианских вод (Ф. А. Макаренко,

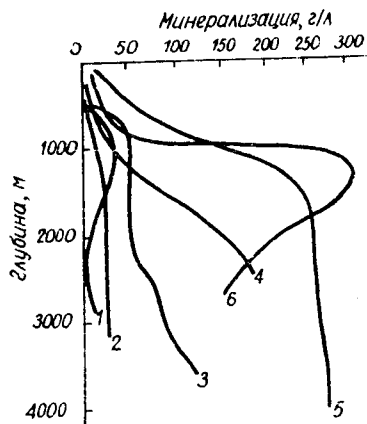


Рис. 10.11. Характер изменения минерализации артезианских вод с глубиной залегания (по Л. Н. Капченко, 1972): 1 — Сев. Сахалин; 2 — Западно-Сибирский бассейн; 3 — Восточно-Предкавказский; 4 — Днепровско-Донецкий; 5 — Волго-Камский; 6 — Ангара-Ленский

Н. К. Игнатович, А. И. Силин-Бекчурин, М. А. Гатальский и др.). Наиболее полно это положение сформулировал Н. К. Игнатович (1944, 1950), который считал, что трем гидродинамическим зонам разреза бассейна (см. выше) соответствуют три гидрогеохимические зоны: гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных подземных вод. Однако непосредственно вслед за этим было показано (Гатальский, 1954), что даже в условиях одного бассейна гидрогеохимические показатели гидродинамических зон могут изменяться в весьма широком диапазоне. При сравнении гидрогеохимических разрезов различных артезианских бассейнов эта закономерность проявляется еще более резко как по распределению величины минерализации, так и по содержанию (соотношению) основных компонентов состава (рис. 10.11; табл. 10.1).

Таблица 10.1
Характеристика гидрогеохимического разреза (зональности) артезианских бассейнов платформенного типа (по Зайцеву, 1986)

Гидрогеохимическая зона бассейна		Артезианские бассейны				
		Печорский	Прибалтий- ский	Московский	Западно-Си- бирская арте- зианская об- ласть	Ангаро- Ленский
Пресных подземных вод с ми- нерализацией менее 1 г/кг (Зона А)	Мощность зоны (км)	0,10*—0,40	0,01—0,70	0,05—0,30	0,01*—2,1	0,10—0,50
	химический состав подземных вод	Гидрокарбонатные воды различного катионного состава			$\text{HCO}_3\text{—Ca, Na}$ $\text{HCO}_3\text{—Na}$ $\text{SO}_4, \text{Cl—Na}$ $\text{HCO}_3\text{—Ca}^{**}$ $\text{SO}_4\text{—Ca}^{**}$	
Соленых вод с минерализа- цией от 1,0 до 35 г/кг (Зона Б)	мощность зоны (км)	0,01—1,0	0,05—0,80	0,01—0,60	0,3—3,8	0,1—0,9
	химический состав подземных вод	$\text{SO}_4, \text{Cl—Na}$ $\text{HCO}_3\text{—Na}$ Cl—Ca, Na	$\text{SO}_4\text{—Na}$ Cl—Ca, Na Cl—Na $\text{HCO}_3\text{—Na}$	$\text{SO}_4, \text{Cl—Na}$ Cl—Ca, Na $\text{SO}_4\text{—Ca}^{**}$	$\text{Cl, HCO}_3\text{—Na}$ $\text{HCO}_3\text{—Na}$ Cl—Ca, Na $\text{SO}_4, \text{Cl—Na}$	$\text{SO}_4\text{—Ca}^{**}$ $\text{SO}_4, \text{Cl—Na}$ Cl—Ca, Na
	максимальные содержания мик- рокомпонентов (мг/кг)	—	Br—150 Sr—34	Br—40 Sr—10	Br—105 J—50	—

Гидрогеохимическая зона бассейна		Артезианские бассейны				
		Печорский	Прибалтий- ский	Московский	Западно-Си- бирская арте- зианская об- ласть	Ангаро- Ленский
Рассолов с минерализацией более 35 г/кг (Зона В)	мощность зоны (км)	2,0—4,0	0,10—0,45	0,7—3,0	0,10—0,35	1,6—3,2
	химический состав подземных вод	Cl—Na, Ca	Cl—Ca, Na Cl—Na	Cl—Ca, Na	Cl—Ca, Na	Cl—Ca, Na Cl—Na, Ca Cl—Mg, Ca
	максимальная минерализация (г/кг)	258	110	240	70	415
	максимальное содержание мик- рокомпонентов (г/кг)	Br—900 J—46	Br—700 Sr—330	Br—1950 J—7,0 Sr—1000	Br—162 J—13	Br—6000 J—200 Sr—7000

Примечания: * Зона пресных вод отсутствует на участках поверхностного распространения заглипсованных пород (глисов) и на участках интенсивного испарения и засоления грунтовых вод.

** Гидрокарбонатные воды с различным катионным составом, сульфатные воды с различным катионным со-
ставом.

Таким образом, можно считать, что основными показателями гидрогеохимической зональности при нормальном типе разреза являются: 1) закономерное увеличение минерализации подземных вод с глубиной от менее 1,0 до 30—50 г/л во второй зоне и до 200—300 г/л и более в третьей; 2) одновременно с ростом минерализации изменение химического состава подземных вод от гидрокарбонатного к сульфатным (сульфатно-хлоридным) и далее к хлоридным; 3) определенное «соподчинение» гидрогеохимических и гидродинамических зон разреза, проявляющееся в формировании пресных гидрокарбонатных вод главным образом в зоне интенсивного водообмена, солоноватых и соленых (до 2—5 г/л), сульфатных и сульфатно-хлоридных в зоне затрудненного водообмена I этажа и в начале «переходной» зоны II, распространение соленых хлоридных вод и рассолов с минерализацией до 300—400 г/л и более в зоне весьма затрудненного водообмена и др.

Формирование гидрогеохимической зональности (увеличение минерализации и изменение химического состава артезианских вод с глубиной) связывают с действием существенно различных причин. Здесь можно назвать гипотезу эндогенного происхождения (А. Зюсс, В. А. Кротова и др.), связывающую формирование хлоридных рассолов с поступлением флюидов из мантии, седиментогенную гипотезу (М. Г. Валяшко, И. К. Зайцев и др.), по которой высококонцентрированные растворы хлоркальциевого типа (по В. А. Сулину) являются захороненной рапой древних солеродных бассейнов, гипотезу «подземного испарения» (М. Е. Альтовский), гипотезу гравитационного распределения ионов (К. В. Филатов), согласно которой «тяжелые» ионы (Ca, Mg, Ba, Fe) накапливаются в погруженных частях бассейна, а наиболее легкие (HCO_3 и др.) в верхних частях, гипотезу «трансляционного» перераспределения ионов (О. Я. Самойлов, Д. С. Соколов), гипотезу «мембранного эффекта» и др. Наиболее вероятно, что фиксируемые проявления вертикальной гидрогеохимической зональности являются результатом комплексного воздействия многих процессов, которые происходили в течение геологически длительных периодов взаимодействия подземных вод с горными породами, газами и органическим веществом (см. гл. 4).

Наряду с «нормальным» типом гидрогеохимического разреза в артезианских бассейнах широко распространены так называемые «инверсионные» разрезы, в которых в той или иной мере нарушается общая закономерность изменения химического состава и минерализации подземных вод с глубиной (см. рис. 10.11).

Наиболее хорошо изучены гидрогеохимические «инверсии», формирующиеся в краевых частях артезианских бассейнов в условиях континентального засоления грунтовых вод. Широкое развитие процессов испарения грунтовых вод и континентального засоления приводят (см. гл. 4) к формированию непосредственно в грунтовом горизонте высокоминерализованных хлоридных вод и рассолов (до 100—150 г/л). Вниз по разрезу в межпластовых горизонтах I этажа (иногда и II) по мере увеличения изоляции от

грунтовых вод происходит постепенное уменьшение минерализации подземных вод и соответственно изменение их состава. В отдельных случаях при наличии в разрезе выдержанных пластов слабопроницаемых пород непосредственно под высокоминерализованными грунтовыми водами хлоридного состава скважины вскрывают пресные и слабосоленоватые воды (до 1,5—2,0 г/л) гидрокарбонатно-сульфатного, сульфатного и другого состава, области питания которых расположены вне участков интенсивного испарения и засоления грунтовых вод (см. гл. 13). Ниже по разрезу, как правило, восстанавливается «нормальная» гидрогеохимическая зональность с увеличением минерализации межпластовых вод с глубиной залегания.

Аналогичные проявления гидрогеохимических «инверсий» возможны также при распространении в верхней части разреза горных пород с высоким содержанием легкорастворимых соединений SO_4^{2-} и Cl^- (гипс-ангидритовые толщи, отложения современных и верхнечетвертичных морских террас, котловины крупных соленых озер и др.).

В глубоких частях гидрогеологического разреза формирование гидрогеохимических «инверсий» разного типа на локальных участках или в пределах обширных площадей внутренней области бассейна может быть связано также с изменением минералого-геохимического состава горных пород, с процессами отжатия поровых вод, имеющих относительно меньшую минерализацию и иной химический состав, с поступлением относительно менее минерализованных вод (различного генезиса) из кристаллических пород фундамента бассейна, с развитием определенных биохимических процессов и др. (см. гл. 4).

Глава 11

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Гидрогеологические массивы и складчатые (горно-складчатые) области как тип гидрогеологического района в отличие от артезианских бассейнов характеризуются одной общей особенностью — *преимущественным распространением трещинных типов подземных вод*. На основании этого сходства они в ряде случаев рассматриваются как гидрогеологические районы единого складчатого типа (Зайцев, 1986). Однако в связи с существенными различиями условий формирования подземных вод такое объединение неоправдано. Гидрогеологические массивы, являющиеся структурами, сложенными главным образом древними кристаллическими породами (другие типы пород, в том числе рыхлые осадочные породы, перекрывающие в ряде случаев кристаллические образования фундамента, имеют, как правило, резко меньшее распространение), характеризуются преимущественным распространением геофильтрационных сред магматического и метаморфогенного типов. Складчатые области в отличие от массивов характеризуются, как правило, чрезвычайно сложным структурным планом, причем соседние структуры (II—III порядков и более высоких) могут быть сложены горными породами различного возраста и состава. В связи с этим типы геофильтрационной среды могут резко изменяться на относительно коротких расстояниях. Наряду с магматическими и метаморфогенными широкое распространение имеют среды седиментогенно-трещинного типа (складчато-экзогенный подтип), а в ряде случаев (Кавказ, Урал и др.) также среды карстового типа. В пределах внутригорных и межгорных впадин, достигающих иногда достаточно крупных размеров, в верхней части разреза на значительную мощность могут быть распространены также среды седиментогенного порового типа. Изменение типа среды во всех случаях обуславливает определенные, иногда достаточно резкие, изменения типов подземных вод и условий их формирования. В связи с этим характеристика условий распространения и формирования подземных вод в пределах *складчатой области в целом* (как типа гидрогеологического района) является, как правило, чрезвычайно затруднительной и чаще дается применительно к условиям структурно-гидрогеологических районов II порядка, в качестве которых рассматриваются собственно гидрогеологические массивы, артезианские бассейны межгорного типа, адмассивы, адбассейны и вулканогенные бассейны (Н. И. Толстихин, И. К. Зайцев и др.).

11.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ

Гидрогеологические массивы, как было указано выше, связаны с геологическими структурами, в пределах которых непосредственно с поверхности распространены древние кристаллические породы. В тектонических депрессиях или крупных эрозионных понижениях рельефа, на отдельных участках или на большей части массива кристаллические породы могут быть перекрыты рыхлыми и слабосцементированными осадочными породами неоген-четвертичного или более древнего возраста. Типичными примерами подобных гидрогеологических районов являются Балтийский щит, Украинский кристаллический массив, Енисейский кряж и др. (рис. 11.1).

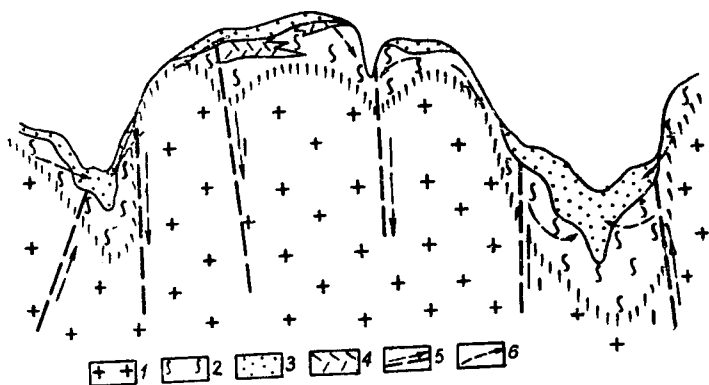


Рис. 11.1. Схема строения гидрогеологического массива: 1 — древние кристаллические породы; 2 — зона экзогенной трещиноватости; 3 — рыхлые или слабосцементированные осадочные отложения; 4 — образования коры выветривания; 5 — возможные направления потоков трещинно-жилльных вод; 6 — направления движения трещинно-грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости

Общими особенностями природных условий (физико-географические условия, геологическое строение и др.) гидрогеологических районов этого типа, в решающей степени определяющими типы и условия формирования подземных вод, являются:

- 1) древний сравнительно выровненный, в ряде случаев низко- и среднегорный рельеф с относительно глубокой и резко выраженной эрозионной расчлененностью;
- 2) хорошо выраженное проявление широтной климатической зональности (атмосферные осадки, испарение, температуры и др.), которая на участках с низкогорным и особенно среднегорным рельефом усложняется проявлениями высотной климатической поясности;
- 3) типичное блоковое строение с резко выраженными тектоническими границами блоков (зоны тектонических нарушений), в ря-

де случаев с достаточно четким проявлением новейших и современных тектонических движений, причем характер тектонических движений (знак, амплитуды) для отдельных блоков массива может быть существенно различным;

4) распространение мощных толщ древних кристаллических магматических или метаморфических пород: интрузивные породы различного состава, гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты и др.;

5) преимущественное распространение трещинных типов подземных вод, связанных с региональными или локальными (линейно-локальными) зонами трещиноватости кристаллических пород (см. гл. 9).

Основным типом подземных вод являются трещинные (грунтовые трещинные) *воды верхней зоны выветривания кристаллических пород*. В большинстве случаев эти воды образуют гидравлически единый водоносный горизонт с водами рыхлых покровных отложений и водоносными образованиями коры выветривания, распространенный, как правило, в пределах всей площади массива. Мощность водоносного горизонта в зависимости от строения верхней части разреза (см. рис. 11.1) изменяется от нескольких до 60—100 м и более (Бабинец, 1961). Воды грунтовые со свободной поверхностью. Глубина залегания грунтовых вод тесно связана с рельефом территории и изменяется от нескольких метров на пониженных участках до 20—30 м и более на крутых склонах и водораздельных пространствах. На участках, где перекрывающие рыхлые отложения или образования коры выветривания представлены слабопроницаемыми породами (валунные суглинки, глины), распространены подземные воды с местным напором. В депрессиях поверхности кристаллических пород, в эрозионных понижениях и на склонах массивов скважины нередко вскрывают напорные самоизливающиеся воды (см. рис. 9.3).

В крупных тектонических депрессиях (погруженных блоках массива) при наличии значительной (150—200 м и более) толщи слоистых осадочных пород может формироваться система относительно изолированных водоносных горизонтов межпластового типа. В ряде случаев такие депрессии рассматриваются в качестве специфических *артезианских бассейнов наложенного типа*. В связи с относительно небольшой мощностью пластовой системы и отсутствием выдержанных слабопроницаемых пластов межпластовые водоносные горизонты наложенных артезианских бассейнов имеют, как правило, условия формирования, характерные для первого гидрогеологического этажа бассейнов платформенного типа (см. гл. 10).

Условия формирования трещинных грунтовых вод верхней зоны экзогенной трещиноватости рассмотрены в гл. 9. В пределах этой зоны в верхней части массива кристаллических пород формируется *система местных потоков трещинных* (грунтовых и с местным напором) *подземных вод*, тесно связанных с современным рельефом территории. Движение подземных вод во всех случаях

направлено от центральных частей междуречных пространств к дренирующим эрозионным понижениям. Гидродинамическими границами потоков являются поверхностные водоразделы и дрены (см. рис. 11.1).

Химический состав и минерализация грунтовых трещинных вод определяются главным образом слабой растворимостью древних кристаллических пород. В условиях умеренного и избыточного увлажнения с верхней зоной массивов связаны преимущественно ультрапресные и пресные (до 200—300 мг/л) гидрокарбонатные кальциевые (Ca—Mg) воды. При наличии сульфидной минерализации (процессы окисления сульфидов) непосредственно в верхней зоне возможно формирование вод сульфатно-кальциевого состава с минерализацией до 1,5—2,0 г/л. В зоне недостаточного увлажнения (например, южная часть Украинского кристаллического массива) при развитии процессов испарения и наличии частично засоленных рыхлых отложений непосредственно с верхней зоной массивов могут быть связаны сульфатные ($\text{SO}_4\text{—Cl}$, Cl) воды с минерализацией до 10—15 г/л и более (Бабинцев, 1961).

Вторым широко распространенным в пределах кристаллических массивов типом подземных вод являются *трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений*. В большинстве случаев зоны тектонических нарушений характеризуются интенсивной проницаемостью и обводненностью только в пределах верхней зоны развития экзогенной трещиноватости до глубин 150—200 м и реже более. В этих условиях в зонах тектонических нарушений формируются линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод, тесно связанные с поверхностными и трещинно-грунтовыми водами верхней зоны (см. гл. 9). Минерализация «жильных» вод не превышает обычно 300—500 мг/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый (Ca—Mg). Относительно более высокая минерализация, хлоридный ($\text{SO}_4\text{—Cl}$, $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ и т. д.) состав, содержание специфических компонентов (I, Br, Sr, Rb, F) и газов глубинного происхождения (H_2S , He, CO_2 , CH_4) характерны только для участков разгрузки трещинно-жильных вод глубинной циркуляции.

Так, Кольской сверхглубокой скважиной трещинно-жильные воды разломов были встречены в интервалах глубин 463—470, 580—610, 1135—1170, 1760—1812, 3317—3448 м и далее на глубинах 9920 и 10 020 м. Мощность вскрытых зон изменялась примерно от 10 до 30—80 м. До глубин 3,5—4,0 км трещинно-жильные воды характеризовались давлениями, в целом близкими к нормальным гидростатическим, на глубинах около 9 км — аномально высокими давлениями, приближающимися к геостатическим. Минерализация подземных вод изменяется от 3,7 г/л (463—610 м), 24—51 г/л (900—1350 м), 150 г/л (4500 м) и предположительно до значений 300 г/л и более (9—10 км). Состав трещинных вод изменялся от хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридного натриевого и хлоридно-кальциевого (Cl—Ca, Mg, Na) (Кольская сверхглубокая..., 1984).

Гидрогеология глубоких частей массивов кристаллических пород до настоящего времени практически не изучена. В связи с этим уникальными являются материалы, полученные Кольской сверхглубокой скважиной, которая в интервале глубин 4,5—9,0 км вскрыла несколько мощных трещиноватых зон, объединяемых авторами в так называемую зону «регионального разуплотнения» (регионального тектонического рассланцевания). Несмотря на то что трещиноватые породы этих зон характеризуются чрезвычайно низкой проницаемостью (порядка 10^{-7} м/сут в интервале глубин 6170—6470 м), они содержат свободные (гравитационные) воды, «пластовые» давления которых резко превышают нормальные гидростатические ($P_{пл} \approx P_{гест}$). Минерализация подземных вод изменяется в пределах 200—300 г/л и предположительно более. Состав вод хлоридный-кальциевый и хлоридный-натриевый с содержанием специфических микрокомпонентов (I, F, V, Br, Sr, Rb) и газов глубинного происхождения (H_2 , He, CO_2). Гидродинамические и гидрогеохимические показатели зоны регионального разуплотнения свидетельствуют о том, что подземные воды этой зоны находятся в условиях резко затрудненного водообмена. Вероятно, собственно водообмен определяется здесь *затрудненной разгрузкой подземных вод по проницаемым зонам тектонических нарушений* в верхние интервалы гидрогеологического разреза (возможно также затрудненным притоком флюидов из более глубоких интервалов).

Результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что подземные воды зоны регионального разуплотнения являются, вероятно, *метаморфогенными флюидами*, формирование которых связано с дегидратацией минеральных гидратов (хлорита, эпидота, слюд и др.) в процессе прогрессивного регионального метаморфизма. Увеличение объема свободной (гравитационной) воды, находящейся под «пластовым» давлением, близким к геостатическому, обуславливает формирование глубинных зон «разуплотнения» (формирование трещиноватости микрогидроразрыва), а также способствует сохранению трещинной проницаемости этих зон (затрудняет процессы уплотнения горных пород) в связи с тем, что отток метаморфогенных флюидов является затрудненным.

Подобный механизм формирования и гидрогеохимический облик метаморфогенных флюидов могут быть характерны и для других условий, в частности для кристаллических пород фундамента бассейнов платформенного типа (см. гл. 10).

Гидрогеологические условия массивов кристаллических пород, выделяемых в качестве районов II порядка в пределах складчатых областей, в целом аналогичны рассмотренным выше. Здесь также преимущественное распространение имеют трещинные грунтовые воды верхней зоны и трещинно-жильные зон тектонических нарушений. Сведения о глубинной гидрогеологии этих массивов в настоящее время практически отсутствуют. Некоторые особенности условий формирования трещинных вод определяются тем, что в центральных частях складчатых областей массивы кристалличе-

ских пород нередко являются районами со среднегорным и высокогорным рельефом (проявление высотной климатической поясности, резко расчлененный рельеф, отсутствие рыхлых отложений, относительно более глубокое залегание уровня или отсутствие горизонта трещинно-грунтовых вод на глубоко сдренированных вершинах и др.).

11.2. АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ МЕЖГОРНОГО ТИПА

К данному типу относятся бассейны, связанные с межгорными и внутригорными впадинами горно-складчатых областей.

Иногда используется более общее понятие «орогенные бассейны», объединяющее все виды артезианских бассейнов горно-складчатых областей (Зайцев, 1986), устаревшее название «геосинклинальные бассейны» и др. Типичные бассейны межгорного типа характерны главным образом для молодых мезокайнозойских складчатых областей и, как исключение, для складчатых областей палеозойского возраста.

Основными особенностями природных условий геологического строения и истории развития типичных бассейнов межгорного типа, в значительной мере определяющими строение гидрогеологического разреза и условия формирования подземных вод, являются:

1) наличие межгорной депрессии (тектонической впадины) относительно ограниченных размеров — до сотен, в ряде случаев тысяч квадратных километров¹;

2) равнинный, холмисто-равнинный рельеф поверхности с заметным увеличением отметок и расчлененности рельефа в краевых (предгорных) частях впадины и резко выраженный средне- или высокогорный рельеф в пределах ее складчатого обрамления;

3) наличие в разрезе бассейна двух структурно-тектонических этажей: чехла, представленного рыхлыми аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными и другими континентальными осадками, мощность которых в центральной части впадины достигает 400—600 м, реже более, и сложно построенного фундамента, представленного кристаллическими породами, интенсивно дислоцированными и литифицированными («складчатыми») осадочными толщами и др.;

4) формирование осадочного чехла впадины в течение одного цикла осадконакопления в условиях близко расположенных областей сноса обломочного материала с резко расчлененным горным рельефом, что определяет в целом слабую отсортированность обломочного материала, наличие преимущественно крупно- и грубо-

¹ Крупные межгорные депрессии размерами в десятки и сотни тысяч километров с мощным (1500—2000 м и более) сложно построенным разрезом осадочных отложений являются «нетипичными» межгорными бассейнами, поскольку типы подземных вод и условия их формирования являются здесь значительно более сложными (см. ниже).

обломочных образований (пески, галечники и др.) в основании разреза осадочного чехла и в краевых частях впадины и преимущественно тонкодисперсных (глины, суглинки), формирующихся на заключительной стадии цикла осадконакопления (верхняя часть разреза) в центральных районах впадины.

Фактически при этих условиях осадочный чехол межгорного артезианского бассейна может рассматриваться в качестве *единого водоносного комплекса*, строение которого определяет практическое *отсутствие выдержанных водоносных горизонтов* (рис. 11.2).

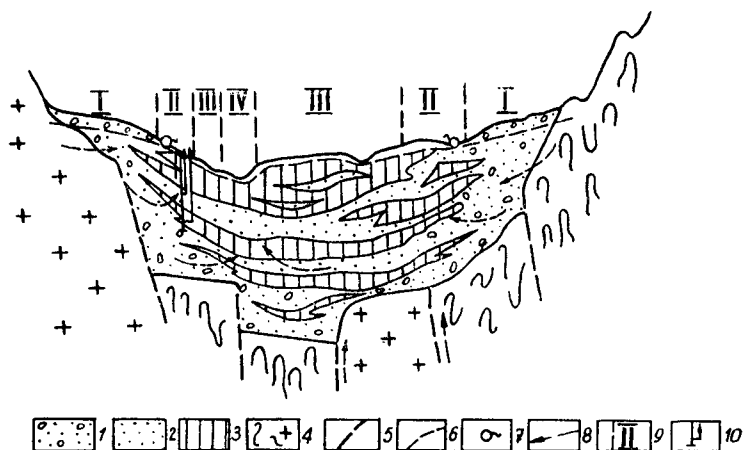


Рис. 11.2. Типовой гидрогеологический разрез артезианского бассейна межгорного типа: 1 — грубообломочные отложения (галечники, гравийно-песчаные и др.); 2 — преимущественно пески; 3 — глины и суглинки; 4 — породы обрамления и фундамента; 5 — зоны тектонических нарушений; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — источники; 8 — направления движения подземных вод; 9 — границы и номера гидродинамических зон (областей) бассейна; 10 — скважины, стрелка — величина напора подземных вод

Строение гидрогеологического разреза осадочного чехла бассейна, типичное для межгорных впадин и «конусов выноса» предгорных равнин, позволяет выделить в бассейне в направлении от периферии к его центральной части четыре характерные гидродинамические зоны (М. А. Шмидт, О. К. Лангс, П. Г. Григоренко и др.) с определенными особенностями формирования подземных вод. Крайняя периферийная зона бассейна (I), приуроченная к относительно приподнятым участкам предгорной равнины (см. рис. 11.2), рассматривается как *область питания или формирования потока подземных вод*. Благоприятные в целом условия питания определяются здесь преобладанием в разрезе крупно- и грубообломочных высокопроницаемых (до 50—100 м/сут и более, см. гл. 3) отложений и относительно глубоким (до 50—80 м

и более) залеганием уровня грунтовых вод. В этих условиях, как правило, основным источником питания грунтовых вод является поглощение поверхностных вод из временных и постоянных водотоков, поступающих из соседней горно-складчатой области, которые в связи с особенностями рельефа и строением гидрогеологического разреза являются «подвешенными» по отношению к уровню грунтовых вод. Дополнительное питание подземных вод формируется за счет местной инфильтрации атмосферных осадков, антропогенных источников питания (орошение) и за счет подземного притока через породы горного обрамления: трещинно-грунтовых вод верхней зоны и потоков трещинно-жилых вод зон тектонических нарушений (см. рис. 11.2).

Во второй зоне (II) поток грунтовых вод, поступающий из периферийной области, расчленяется слабопроницаемыми слоями на систему невыдержанных водоносных слоев, содержащих напорные подземные воды типа межпластовых, характер гидравлической связи которых между собой и с грунтовыми водами бассейна в зависимости от строения гидрогеологического разреза может существенно изменяться на коротких расстояниях (рис. 11.3). В связи с относительно неглубоким (до 10—15 м, реже более) залеганием уровня грунтовых вод в пределах речных долин и эрозионных понижений другого типа формируется интенсивная разгрузка грунтовых вод как через русловые отложения, так и в виде открытых выходов (источники), дебиты которых в ряде случаев достигают десятков, сотен литров и даже кубометров в 1 с (в связи с достаточно высокой проницаемостью водовмещающих пород). Распределение напоров в «межпластовых» горизонтах (увеличение напоров с увеличением глубины залегания слоя, см. рис. 11.2) свидетельствует о том, что в пределах второй зоны происходит также интенсивная разгрузка напорных вод (в вышележащие горизонты и далее в грунтовые воды). В соответствии с этим вторая зона бассейна рассматривается как *зона частичной разгрузки и формирования напорных подземных вод*.

Для третьей зоны бассейна (III) в общем случае характерно распространение в верхней части гидрогеологического разреза относительно выдержанных и значительных по мощности (до 50—60 м и более) слабопроницаемых отложений (глины, суглинки и др.). Наличие слабопроницаемого раздела затрудняет (в сравнении со второй зоной) условия взаимодействия грунтовых и напорных межпластовых вод нижней части разреза бассейна, в связи с чем третья зона бассейна может рассматриваться как *зона слабого взаимодействия грунтовых и напорных подземных вод*, или как *зона транзита* («транзитного» стока напорных подземных вод).

Четвертая зона (IV) в гидродинамической структуре бассейна является *региональной областью разгрузки подземных вод*, формирование которой определяется наличием крупной (наиболее глубоковрезанной) речной долины, озерной котловины, бессточных солончаковых понижений с интенсивным испарением грунтовых

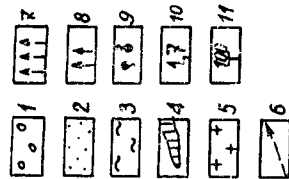
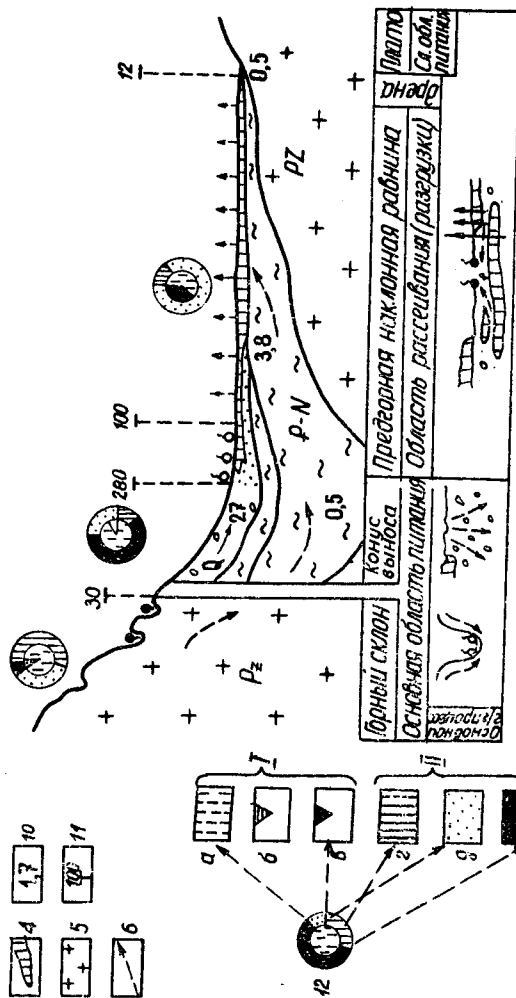


Рис. 11.3. Схема формирования подземных вод предгорной равнины Зайлыского Алатау (У. М. Ахмедсафин, В. Ф. Шлыгина и др., 1978): 1 — крупнообломочные отложения (гравийные, валуно-галечниковые и др.); 2 — песчаные; 3 — песчано-глинистые различного состава; 4 — глины и суглинки; 5 — породы обрамления и фундамента; 6 — направления движения подземных вод; 7 — разгрузка грунтовых вод испарением; 8 — величина напора подземных вод; 9 — источники; 10 — модуль подземного стока (л/с·км²); 11 — расход потока подземных вод четвертичных отложений (л/с·км²); 12 — диаграмма элементов водного баланса грунтового водоносного горизонта: I (внутренний круг) — питание, II (внешний круг) — разгрузка; а — атмосферные осадки; б — жидкий сток ледников; в — подземный приток; г — реной сток; д — суммарное испарение; е — подземный отток



вод и др. В ряде случаев разгрузка подземных вод осуществляется также подземным стоком в соседний (гипсометрически ниже расположенный) межгорный бассейн или в смежный структурно-гидрогеологический район другого типа и т. д. Естественно, что при сохранении рассмотренной выше общей гидродинамической структуры межгорного бассейна (см. рис. 11.2) ширина гидродинамических зон, конфигурация их границ и другие показатели могут сильно меняться от бассейна к бассейну, а в пределах одного бассейна от участка к участку, в зависимости от рельефа, климатических условий и гидрографии района, строения гидрогеологического разреза и др. (см. рис. 11.3).

Формирование минерализации и химического состава подземных вод межгорных артезианских бассейнов определяется главным образом их гидродинамическими особенностями (близкое расположение областей питания и разгрузки подземных вод, значительные скорости фильтрации, отсутствие участков с резко затрудненным водообменом и т. п.), а также практическим отсутствием в аллювиально-пролювиальных и других континентальных отложениях относительно легкорастворимых соединений. В связи с этим в разрезе бассейна на всю мощность рыхлых отложений распространены обычно маломинерализованные (менее 1,0 г/л, в области питания чаще до 0,2—0,3 г/л) подземные воды гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-натриевого и др.) состава. Наличие вод с более высокой минерализацией может быть связано только с участками восходящей разгрузки трещинных подземных вод из пород фундамента (см. рис. 11.2), с процессами испарения и континентального засоления грунтовых вод или их антропогенным загрязнением.

В аридных условиях в центральной части межгорных бассейнов (III и IV зоны) на участках с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод характерной является их разгрузка путем испарения. Показателем такой разгрузки нередко является наличие соляных озер, солончаков, солончаковых понижений и др. В пределах таких участков распространены, как правило, солоноватые и соленые (в ряде случаев до 30—50 г/л и более) грунтовые воды хлоридного состава. Наличие минерализованных грунтовых вод при их относительно хорошей изоляции от нижележащих горизонтов и преимущественно восходящий характер фильтрации через слабопроницаемые породы, связанный с увеличением напора при увеличении глубины залегания, определяют формирование в центральной части бассейна четко выраженной гидрогеохимической инверсии: при наличии минерализованных хлоридных грунтовых вод нижележащие (напорные) горизонты разреза содержат пресные подземные воды с минерализацией менее 1,0 г/л (в ряде случаев 2,0—3,0 г/л и более на участках взаимодействия с засоленными грунтовыми водами или в зонах разгрузки минерализованных вод из пород фундамента).

Рассмотренные выше условия формирования и типы подземных вод характерны главным образом для относительно не крупных

впадин с ограниченной мощностью рыхлых осадочных отложений.

Межгорные артезианские бассейны, приуроченные к крупным (десятки тысяч квадратных километров и более) впадинам со значительной (до 3—5 км и более) мощностью осадочного чехла (Кура-Араксинский, Рионский, Ферганский, Нижнезейский, см. рис. 10.1), имеют условия формирования подземных вод, резко отличные от рассмотренных выше.

По мнению И. К. Зайцева (1986), они являются «нетипичными» межгорными бассейнами, поскольку по общим гидрогеологическим закономерностям близки к артезианским бассейнам платформ.

В краевых предгорных зонах, преимущественно в верхней части разреза, они нередко характеризуются широким распространением рыхлых аллювиально-пролювиальных отложений или интенсивно закарстованных карбонатных пород, что определяет высокую проницаемость разреза, благоприятные условия питания подземных вод (приток из складчатых областей, поглощение поверхностного стока и др.), формирование мощной (до 1000—1500 м и более) зоны пресных подземных вод и т. д.

Однако для центральных погруженных частей таких бассейнов в связи со значительной мощностью разреза чехла, наличием выдержанных толщ слабопроницаемых пород, в том числе морских глинистых, гипс-ангидритовых, нередко соленосных формаций и т. д., характерны четкие проявления вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности, соответствующие условиям артезианских бассейнов платформенного типа (см. гл. 10). В то же время в связи со значительными различиями размеров бассейнов, их внутреннего структурного плана, мощности и строения разреза осадочного чехла и другими факторами гидродинамические, гидрогеохимические и гидрогеотермические условия таких бассейнов могут меняться чрезвычайно сильно (от типичного межгорного бассейна до условий типичного бассейна платформенного типа).

Так, мощность зоны пресных гидрокарбонатных вод может изменяться практически от 0 (участки интенсивного испарения и засоления грунтовых вод или неглубокого залегания соленосных толщ) до 1500—2000 м и более.

Минерализация глубоких подземных вод (2,0—3,0 км и более) может изменяться от 10—30 г/л в разрезах, сложенных континентальными или прибрежно-морскими терригенными толщами, до 270—300 г/л и более при наличии галогенных толщ. Температура подземных вод (на глубинах 2—3 км и более) от 30—50 до 100—120 °C и более. В ряде случаев подземные воды характеризуются относительно повышенными содержаниями I, B, Sr и газов H₂S, NH₄, CO₂ и др. (Зайцев, 1986). При этом в зависимости от внутреннего структурного плана бассейна, мощности и строения разреза, гидродинамических условий типы гидрогеохимических разрезов (прямой, инверсионный), характер изменения минерализации и состава подземных вод с глубиной, геотермические градиен-

ты и другие характеристики могут достаточно резко изменяться даже в пределах различных структурных зон и участков одного бассейна.

11.3. СУБАРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СУБМАССИВЫ, ВУЛКАНОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

Как было указано выше, при гидрогеологическом районировании складчатых областей из-за большого разнообразия гидрогеологических условий, наряду с типичными (межгорными) бассейнами и массивами, производится также выделение гидрогеологических районов переходного (промежуточного) типа, которые в связи с особенностями главным образом геологического строения и истории развития имеют определенные признаки (черты), характерные и для одного и для другого типа гидрогеологических районов. К подобным районам «переходного» типа относятся субартезианские бассейны и гидрогеологические субмассивы¹.

К субартезианским бассейнам относят гидрогеодинамические системы (части систем), связанные с отрицательными структурами складчатых областей (мульды, крупные синклинальные складки, межгорные депрессии и др.), выполненными слоистыми толщами осадочных отложений. В этом смысле субартезианские бассейны «похожи» на типичные бассейны платформенного или межгорного типа. Однако в отличие от них осадочные толщи субартезианских бассейнов характеризуются сильной степенью *литификации* и интенсивной *дислоцированностью*. В связи с этим первичная седиментогенная пористость (проницаемость) таких пород оказывается в значительной степени «подавленной» процессами уплотнения и цементации порового пространства, и обводненность горных пород (условия залегания, типы подземных вод и др.) связана здесь главным образом с развитием трещиноватости различных генетических типов. Именно по этому показателю субартезианские бассейны больше напоминают гидрогеологические массивы.

Примерами гидрогеологических районов этого типа являются Джезказганский и Карагандинский бассейны Северо-Казахстанской складчатой области, Минусинский и Кузбасский бассейны Алтае-Саянской области, Залаирский бассейн Западно-Уральской зоны складчатости и др.

Слоистость гидрогеологического разреза субартезианских бассейнов определяет формирование слоистой неоднородности, связанной с неравномерным (послойным) развитием литогенетиче-

¹ В гидрогеологической литературе в настоящее время чаще используются термины «адартезианские бассейны» и «гидрогеологические адмассивы» (Толстихин, Зайцев и др., 1959, 1963, 1971; и др.). Однако приставка «ад» — близкий, по сути дела, синоним приставки «суб» — используется в целом значительно реже и является менее привычной.

ской и тектонической трещиноватости, наличием слоев карстующихся горных пород, возможность выделения более или менее выдержанных водоносных горизонтов и комплексов, а также относительно слабопроницаемых элементов разреза.

В то же время интенсивная дислоцированность горных пород и наличие проницаемых зон, связанных с многочисленными тектоническими нарушениями, определяют возможность существования участков и зон с открытой гидравлической связью относительно глубоко залегающих напорных вод с грунтовыми и поверхностными водами суббассейна. В связи с этим в разрезе субартезианских бассейнов формируется, как правило, гидравлически единая система потоков подземных вод, не в полной мере соответствующая гидродинамической зональности бассейнов платформенного или межгорного типа. Естественно, что в зависимости от размеров суббассейна, мощности и строения разреза, наличия и положения проницаемых тектонических нарушений или зон интенсивной закарстованности горных пород структура потоков подземных вод может быть существенно различной.

Основными типами подземных вод являются трещинные, трещинно-жильные и пластово-трещинные, в том числе грунтовые трещинные воды зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности), линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и напорные трещинные воды зон региональной (в пределах всего массива) и локальной трещиноватости, наличие и характер которых в районах этого типа определяются главным образом сложностью разреза и изменением типа горных пород (от слоя к слою).

Слоистость разреза субартезианских бассейнов обуславливает также (послойные) изменения минералого-геохимического комплекса горных пород (терригенные, карбонатные, гипс-ангидритовые и др.), что в решающей степени определяет условия взаимодействия подземных вод с горными породами, а следовательно, изменения минерализации и химического состава подземных вод. В верхней части разреза (до глубины 500—1000 м в ряде случаев возможно глубже) распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые ($\text{Ca}=\text{Na}$ и др.) воды, при наличии гипсов или загипсованных пород — сульфатные кальциевые ($\text{HCO}_3=\text{SO}_4$, $\text{Cl}-\text{SO}_4$) с минерализацией до 1,5—2,0 г/л и более. В зоне недостаточного увлажнения и континентального засоления грунтовых вод (Северный Казахстан, Забайкалье и др.) в верхней части разреза могут быть широко распространены пестрые по химическому составу воды с минерализацией от менее 1,0 до 30—50 г/л. Причем при наличии в более глубоких частях разреза бассейна относительно высокопроницаемых слоев (зон) и участков интенсивного питания трещинных вод нередко наблюдается «инверсия» гидрогеохимического разреза (залегание пресных пластово-трещинных и трещинных вод под засоленными грунтовыми).

В глубоких частях разреза субартезианских бассейнов (более 1,0—2,0 км) в зависимости от мощности и состава пород, физико-

географических условий и других факторов величина минерализации подземных вод меняется в широких пределах. Обычно она не превышает 10—35 г/л, состав вод преимущественно хлоридный ($\text{HCO}_3=\text{Cl}$, $\text{SO}_4=\text{Cl}$). В отдельных случаях (Тенизский, Минусинский бассейны) в нижней части разреза вскрыты хлоридные рассолы с минерализацией до 150—250 г/л и более (Зайцев, 1986).

К гидрогеологическим субмассивам относят преимущественно антиклинальные структуры, сложенные слоистыми толщами сильнолитифицированных и интенсивно дислоцированных осадочных пород, которым в современном рельефе соответствуют возвышенности с интенсивно расчлененным, преимущественно горным рельефом.

При синклинальном строении структуры, выраженной положительными формами современного рельефа, используется также название *гидрогеологический интермассив* (Кирюхин, Толстихин, 1987).

Строение разреза субмассивов (осадочные толщи, слоистость, интенсивная дислоцированность горных пород и т. д.) в целом аналогично субартезианским бассейнам. Однако отличия геологического строения (антиклинальные структуры) и рельефа (интенсивно расчлененные горные районы) определяют ряд специфических особенностей условий распространения и формирования подземных вод, характерных главным образом для гидрогеологических массивов: более или менее резко выраженные проявления высотной гидрогеологической поясности, большая (в целом) мощность верхней зоны экзогенной трещиноватости (при наличии карстующихся сред — закарстованности) горных пород, «центробежные» (от центральных приподнятых участков к периферии массива) направления потоков подземных вод, с чем связана в целом большая мощность зоны интенсивного водообмена, и др.

В связи с этим в гидрогеологических субмассивах со средне- и высокогорным рельефом распространены главным образом грунтовые воды верхней зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности) горных пород и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений (условия, характерные для гидрогеологических массивов). Пластовый характер залегания подземных вод, связанный со слоистым строением разреза, в центральных частях массивов может существовать фрагментарно, на отдельных изолированных участках. Собственно пластовые (межпластовые) трещинные и трещинно-карстовые напорные воды, наличие которых характерно для разрезов субартезианских бассейнов, распространены в основном на периферии массивов и участках с относительно пониженным слабо расчлененным рельефом.

Гидрогеологические условия субмассивов определяют возможность формирования значительно более мощной, чем в суббассейнах (предположительно до глубин несколько километров), зоны пресных подземных вод. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный, при наличии загипсованных пород — сульфатный кальциевый. Состав катионов может существенно меняться в зависимости

сти от типа водовмещающих пород (проявление слоистости разреза). Глубокие части разрезов гидрогеологических субмассивов изучены в настоящее время относительно слабо. Имеющиеся данные (Зайцев, 1986) свидетельствуют о том, что в глубоких частях разреза гидрогеологических субмассивов на глубинах 2,0—3,0 км и более (при наличии галогенных формаций на значительно меньших глубинах) могут быть распространены сильносоленые подземные воды и рассолы (до 50—70 г/л и более) хлоридного состава (Карпаты, Крымская обл., Западный Копетдаг и др.).

В качестве особого типа вулканогенных бассейнов рассматриваются геологические структуры преимущественно складчатых областей, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (конуса вулканов, покровы и потоки застывших лав, туфы, туфобрекчии и др.). Гидрогеологические районы этого типа широко распространены на территории Малого Кавказа, Камчатки, Приморья и др.

В гидрогеологической литературе районы этого типа нередко носят странное название «гидрогеологических суперструктур»: вулканогенные супер-бассейны и вулканогенные супермассивы (Зайцев, 1986).

Вероятно, в этом случае применение приставки «супер» является неоправданным. Определение «вулканогенный» в данном случае достаточно полно отражает геологическую природу районов этого типа («вулканогенный бассейн», по Кирюхину, Толстихину, 1987). Однако в связи с тем что для гидрогеологических районов этого типа практически всегда характерно преимущественное распространение трещинных типов подземных вод, вероятно, наиболее правильным является название «вулканогенный массив».

Характер обводненности гидрогеологического разреза вулканогенных бассейнов определяется развитием интенсивной сингенетической трещиноватости вулканогенных пород (столбчатая, плитчатая и другие виды отдельности) и наличием высокопористых (до 50—70%) эффузивных образований (туфы, шлаки и т. д.). Проницаемость водовмещающих пород нередко достигает 80—100 м/сут и более. Скважность и проницаемость пород этого типа зависят от их возраста и снижаются от молодых вулканогенных пород к более древним в связи с процессами кольматации и цементации трещинного и порового пространства и уплотнения. Поэтому в качестве типичных вулканогенных бассейнов обычно рассматриваются районы распространения молодых неоген-четвертичных, в отдельных случаях палеогеновых, эффузивных пород.

В разрезе вулканогенных бассейнов, сложенных в ряде случаев несколькими лавовыми покровами (до 5—10 и более) (Кирюхин, Толстихин, 1987), формируется сложная система потоков трещинных (лавовых) подземных вод, характер гидравлической связи которых между собой может быть существенно различным (наличие проницаемых тектонических нарушений, определяющих открытую связь в пределах всего разреза, а также слаботрещиноватых лавовых прослоев или межлавовых терригенных пород, обеспечивающих относительную изоляцию смежных водоносных горизонтов, и т. д.).

Вулканогенные бассейны обычно являются структурами наложенного типа (рис. 11.4), в связи с чем характер поверхности и строение разреза подстилающих пород оказывают существенное влияние на формирование потоков «лавовых» вод. При залегании интенсивно трещиноватых эффузивных пород ограниченной мощности (до 50—60 м и более) на относительно хорошо проницаемых толщах (карбонатные, крупнообломочные и др.) они не-

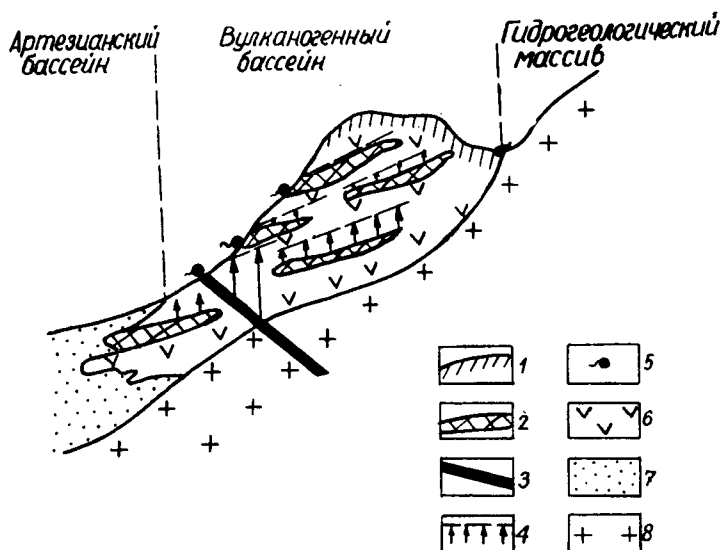


Рис. 11.4. Гидрогеологический разрез вулканогенного бассейна (по В. А. Кирюхиной и Н. И. Толстихиной, 1987): 1 — верхняя интенсивно трещиноватая зона вулканических пород; 2 — трещинно-лавовые потоки подземных вод; 3 — зона тектонического нарушения; 4 — положение уровней подземных вод, стрелки — величины напора; 5 — источники; 6 — вулканические породы; 7 — осадочные; 8 — древние кристаллические

редко оказываются сдренированными на всю мощность. Наоборот, при наличии слабопроницаемого основания особенно в понижениях подстилающей поверхности формируются, как правило, мощные потоки трещинных подземных вод.

Питание подземных вод вулканогенных бассейнов формируется в основном за счет инфильтрации и поглощения поверхностных вод (склоновый или русловый сток) интенсивно трещиноватой поверхностью эффузивных пород.

Разгрузка происходит в понижениях рельефа и главным образом на периферии бассейна (см. рис. 11.4). Характерной формой разгрузки являются открытые выходы (источники), дебиты которых могут достигать десятков и сотен литров, в отдельных случа-

ях кубометров в 1 с. Так, суммарный дебит группового выхода Совджур-Мецаморских источников (Армения) достигает 20 м³/с. На Гавайских островах суммарный дебит источников, связанных с базальтовыми покровами, достигает 110—140 м³/с (Кириухин, Толстихин, 1987).

В связи с благоприятными условиями водообмена и слабой растворимостью водовмещающих пород для вулканогенных бассейнов характерно широкое распространение ультрапресных и пресных (до 0,2—0,4 г/л) преимущественно гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод. В районах современной вулканической деятельности (Исландия, Камчатка, Курильские о-ва и др.) минерализация термальных источников и парогидротерм (до 200—350 °С) имеет минерализацию до 1,5—7,0 г/л и более. Состав вод гидрокарбонатный или сульфатный натриевый. Состав растворенных газов представлен Н₂, Н₂С, СО₂ и др. (Зайцев, 1986).

Рассмотренные выше основные типы гидрогеологических районов складчатых областей свидетельствуют о том, что для них характерно широкое «разнообразие» типов подземных вод, условий их распространения и формирования. В зависимости от возраста складчатой области, ее геологического строения и рельефа она всегда представляет собой *более или менее сложную совокупность гидрогеологических районов разного типа*. В то же время, как было показано выше, даже в пределах однотипных районов в зависимости от их размеров, строения гидрогеологического разреза, рельефа и т. д. условия формирования подземных вод могут быть существенно различными.

Глава 12

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД (КРИОЛИТОЗОНЫ)

Многолетнемерзлыми породами (ММП), согласно определению Н. И. Толстихина и Н. А. Цитовича, называются горные породы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, содержащие воду в кристаллическом состоянии (в виде льда) и сохраняющие такое состояние в течение многих лет, веков и тысячелетий (Мерзлотоведение, 1981; Основы гидрогеологии, 1983).

Горные породы, промерзавшие в сухом состоянии и не содержащие в связи с этим льда, называются морозными (П. Ф. Швецов).

На территории нашей страны общая площадь распространения многолетнемерзлых пород составляет около 10 млн км², примерно 47% территории (Мерзлотоведение, 1981). Зональность распространения ММП, изменение их температур и мощности показаны на рис. 12.1. В целом на территории земного шара многолетнемерзлые породы распространены на площади более 35 млн км² — около 25% суши.

Мощность многолетнемерзлых пород изменяется от нескольких метров вблизи южной границы ее распространения до 100—700 м в северных районах Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской артезианских областях (мощность ММП меняется здесь достаточно сильно в зависимости от возраста отложений, рельефа, гидрогеологического строения разреза и др.) и до 1300—1500 м (возможно более) в пределах кристаллических массивов (Анабарский) и в горно-складчатых областях (Мерзлотоведение, 1981). В артезианских бассейнах Восточной Сибири (Оленёкский, Катуйский и др., см. рис. 10.1) мощность ММП относительно невелика (200—300 м) в связи с тем, что на этих глубинах и ниже по разрезу распространены преимущественно соленые воды и рассолы, не замерзающие при температурах до минус 3,0—5°C и менее. В связи с этим ниже подошвы ММП в этих структурах широко распространены охлажденные ниже 0°C горные породы, содержащие так называемые криогалинные воды (криопэги) с отрицательными температурами. С учетом толщи охлажденных пород общая мощность криолитозоны достигает в этих районах 1000—1500 м (Мерзлотоведение, 1981).

Разрез толщи многолетнемерзлых пород может быть практически сплошным или слоистым, содержащим талые ($t > 0^\circ\text{C}$) слои или слои охлажденных пород с криогалинными водами. В ряде случаев (Западная Сибирь, север Печорского бассейна и др.)

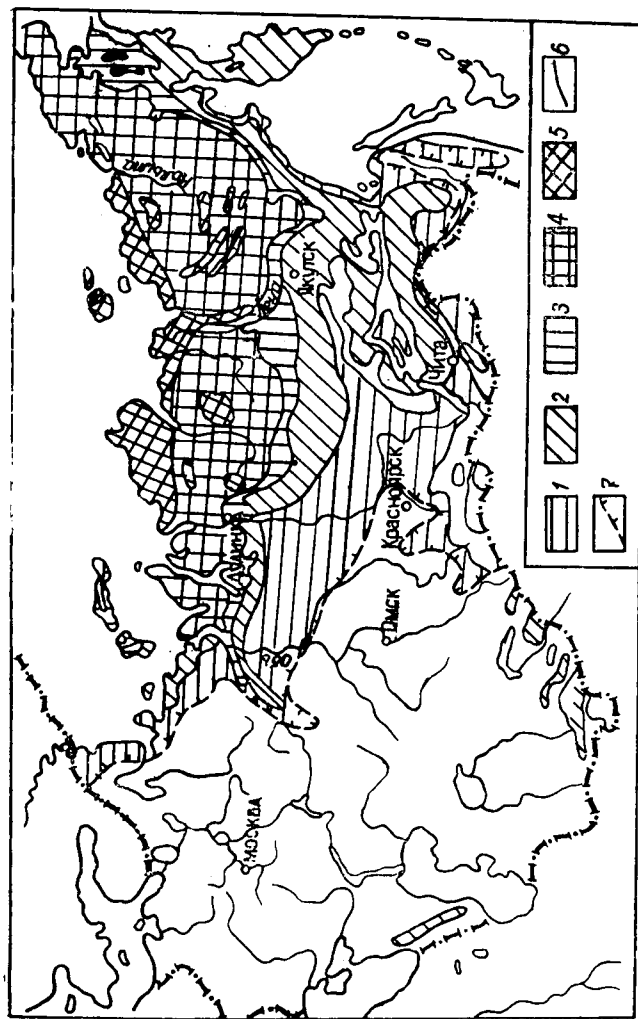


Рис. 12.1. Схема распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на территории СССР (по К. А. Кондратьевой, 1976): 1 — зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со среднегодовыми температурами ($t_{\text{ср}}$) $+3 \div -1^\circ\text{C}$ и мощностью (м) мерзлых толщ от 0 до 100 м; 2—5 — зона сплошного распространения ММП: 2 — $t_{\text{ср}} -1 \div -3^\circ\text{C}$, $m - 50-300$ м; 3 — $t_{\text{ср}} -3 \div -5^\circ\text{C}$, $m - 100-400$ м; 4 — $t_{\text{ср}} -5 \div -9^\circ\text{C}$, $m - 200-600$ м; 5 — $t_{\text{ср}}$ ниже 9°C , $m - 400-900$ м и более; 6 — граница зон ММП; 7 — южная граница криолитозоны

фиксируется так называемое двухслойное строение толщи ММП, когда под слоем современных ММП с «разрывом» на глубинах от 80 до 200—250 м распространена реликтовая толща многолетнемерзлых пород, мощность которых может достигать 200—300 м и более.

Исследование подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород связано с именами советских ученых А. В. Львова, М. И. Сумгина, Н. И. Толстихина, П. Ф. Швепова, А. И. Калабина, Н. Н. Романовского, С. М. Фотиева и др. В соответствии с представлениями названных авторов основными особенностями гидрогеологических условий этой территории в отличие от районов с отсутствием ММП являются:

1) в пределах области распространения ММП значительный объем свободных гравитационных подземных вод постоянно находится в *твердом состоянии* и тем самым (временно с точки зрения геологической истории этих районов) исключается из общего круговорота воды в литосфере;

2) мерзлые горные породы с температурами ниже 0°C являются *непроницаемыми* для свободных гравитационных подземных вод (за исключением криогалинных) и могут рассматриваться в качестве так называемых *криогенных водоупоров*. Положение подземных вод относительно толщи (водоупорных) ММП определяет существенно различные условия их формирования, что является основой для классификации подземных вод области распространения ММП;

3) распространение практически с поверхности земли до глубины 200—700, в ряде случаев до 1000—1500 м и более непроницаемых мерзлых пород приводит к весьма резким изменениям гидродинамических, гидротермических и гидрогеохимических условий формирования всех типов подземных вод, определяя глубокое «криогенное» преобразование гидрогеологических структур. В связи с этим артезианские бассейны, гидрогеологические массивы и другие районы в пределах зоны сплошного распространения ММП значительной мощности обычно рассматриваются в качестве специфических криогидрогеологических структур (криоартезианские бассейны, криогидрогеологические массивы и др.).

12.1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ММП

Первая классификация подземных вод области распространения ММП была предложена Н. И. Толстихиным (1941), который по взаимоотношению подземных вод и многолетнемерзлых пород выделил надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Во всех последующих классификациях представления Н. И. Толстихина главным образом уточнялись и детализировались. В 1966 г. Н. Н. Романовский предложил подразделять подземные воды в многолетнемерзлых породах на пять

типов: надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные, подмерзлотные и воды сквозных таликовых зон. В настоящее время именно это подразделение обычно используется при характеристике типов подземных вод области распространения ММП.

Условия залегания перечисленных вод и их взаимодействие с многолетнемерзлыми породами показаны на рис. 12.2.

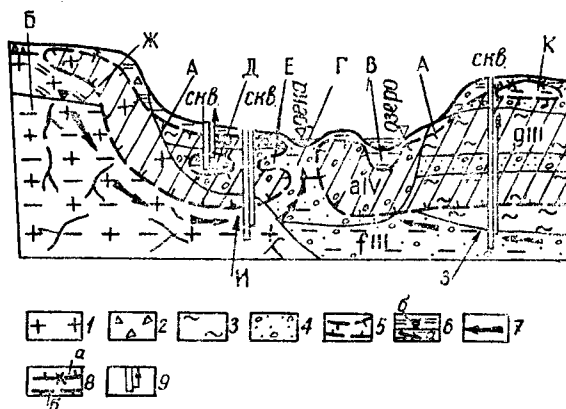


Рис. 12.2. Схема залегания различных по отношению к ММП типов подземных вод (по Н. Н. Романовскому, 1983): А — надмерзлотные воды СТС; Б — воды сквозного дождевально-радиационного талика; В — надмерзлотные воды подозерного несквозного талика; Г — воды сквозного подруслового талика; Е — межмерзлотные воды; Ж — подмерзлотные воды неконтактирующие безнапорные; И — подмерзлотные воды контактирующие напорные; К — надмерзлотные воды несквозного дождевально-радиационного талика; 1 — изверженные трещиноватые породы; 2 — щебень и дресва; 3 — суглинки; 4 — пески, галечники; 5 — многолетнемерзлые породы и их границы; 6 — обводненность пород постоянная (а), периодическая (б), 7 — стрелка — направление движения подземных вод; 8 — подошва СТС (б) и СМС (а); 9 — скважины, стрелкой показана глубина появления и установившийся уровень подземных вод

Надмерзлотными, согласно определению Н. И. Толстихина, называются подземные воды, залегающие над толщей многолетнемерзлых пород, на ее верхней поверхности. При неглубоком (до 10—15 м) залегании многолетнемерзлых пород их толща является обычно водоупорным основанием (подошвой) для надмерзлотных вод. В соответствии с представлениями Н. Н. Романовского (1983) в качестве основных подтипов надмерзлотных вод должны рассматриваться воды сезонноталого слоя (СТС) и воды несквозных таликов.

Воды сезонноталого слоя (слой сезонного оттаивания, деятельный слой и др.) формируются в самой верхней, оттаивающей в летний период части разреза и связаны, как правило, с рыхлыми четвертичными образованиями различного генезиса и состава. По условиям залегания они образуют первый от

поверхности земли сезонно существующий горизонт безнапорных вод типа грунтовых.

Мощность водоносного горизонта СТС в зависимости от климатических условий, рельефа, состава водовмещающих пород и других факторов изменяется от 0,1—0,5 м в северных районах до 2—3 м и более в южных районах распространения ММП. Время существования водоносного горизонта с севера на юг территории от 2—3 до 10—11 месяцев в году (Романовский, 1983).

В связи с относительно малой мощностью и сезонным характером существования воды СТС в ряде случаев рассматриваются как «верховодка». Однако исходя из определения (см. гл. 7) это неверно, так как верховодка формируется в зоне аэрации выше постоянно существующего уровня грунтового водоносного горизонта.

Условия формирования вод СТС определяются условиями их залегания. Питание подземных вод (в летний период) формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации водяного пара. По данным В. В. Климочкина, В. Е. Афанасенко, И. Т. Рейнюка величины конденсационного питания за летний период изменяются от 20 до 80 мм/год, что составляет 7—30% от величины инфильтрационного питания. Разгрузка осуществляется в виде малodeбитных источников, многочисленных высачиваний или фильтрацией в гидрографическую сеть. Залегая в самой верхней части разреза, подземные воды СТС обычно настолько тесно связаны с поверхностными водами (озера, болота, склоновый поверхностный сток и др.), что «переход» одного вида воды в другой осуществляется практически повсеместно.

Минерализация и химический состав подземных вод СТС определяются условиями их залегания и тесной связью с атмосферными и поверхностными водами. Как правило, эти воды характеризуются низкой минерализацией (от 10—15 до 200—250 мг/л, реже более) и преимущественно гидрокарбонатным составом. В специфических условиях формируются маломинерализованные гидрокарбонатно-кремнистые воды, в которых относительно повышенное содержание SiO_2 связано, как правило, с отсутствием в породах СТС карбонатных или сульфатных соединений (разрез представлен торфами или торфоминеральными образованиями с малым содержанием или отсутствием карбонатов). В целом для вод СТС характерно относительно повышенное содержание органических веществ и газов атмосферного происхождения (N_2 , O_2 , CO_2).

Воды с относительно более высокой минерализацией (до 2,0—3,0 г/л и более) в условиях СТС формируются главным образом на участках разгрузки более глубоких (межмерзлотных, подмерзлотных) подземных вод, в элювиально-делювиальных отложениях, формирующихся на гипс-ангидритовых толщах или загипсованных карбонатных породах, на участках континентального засоления (Центральная Якутия), а также на участках интенсивного антропогенного загрязнения вод СТС.

Несквозными таликами называются, как правило, ограниченные по площади участки в пределах территории с неглубоким (1—3 м) сплошным залеганием ММП, на которых мощность талых (непромерзающих) пород больше мощности слоя сезонного промерзания (от поверхности земли до кровли ММП). В соответствии с этим на таких участках в зимний период промерзает только верхняя часть разреза, а ниже (до кровли ММП) горные породы и содержащиеся в них подземные воды постоянно или в течение достаточно длительных (многолетних) периодов сохраняются в талом состоянии. Таким образом, несквозные талики представляют собой как бы «изолированные понижения» поверхности ММП, формирование которых обычно связано с воздействием местных обогревающих факторов (см. рис. 12.12).

Классификация и подробная характеристика таликов в том числе и несквозных приведены у Н. Н. Романовского (1983). По факторам, оказывающим местное обогревающее воздействие, им выделено семь типов таликов: радиационно-тепловые, гидрогенные (подводно-тепловые), гидрогеогенные (водно-тепловые), гляциальные, химогенные, вулканогенные и техногенные.

По условиям залегания подземные воды *субаэральные* несквозных таликов являются, как правило, грунтовыми безнапорными. По характеру режима постоянно (в течение длительного времени) существующими, непромерзающими или частично промерзающими (О. К. Ланге, Н. И. Толстихин, О. Н. Толстихин). Подземные воды подрусловых, подозерных и субмаринных несквозных таликов обычно обладают напором, величина которого определяется положением уровня поверхностных вод.

Условия питания и разгрузки подземных вод несквозных таликов, их гидродинамический режим, формирование химического состава и минерализации определяются типом (подтипом, классом) талика.

Для субаэральные таликов они определяются главным образом условиями формирования атмосферного питания (инфильтрация, конденсация) и разгрузкой в виде источников, высачиваний, испарения и транспирации, русловой разгрузкой в малые водотоки и др., для субаквальных типов (подрусловые, подозерные и др.) — уровнем режимом поверхностных вод, характером изменения расходов постоянных и временных водотоков, режимом промерзания поверхностных вод и др.

В большинстве случаев для несквозных таликов (кроме субмаринных, подозерных в котлованах соленых озер, некоторых типов химогенных и техногенных) характерно формирование слабоминерализованных (до 200—300 мг/л) подземных вод гидрокарбонатного кальциевого (Ca—Na) состава. Состав и минерализация подземных вод не отличаются принципиально от вод СТС и поверхностных вод территории. Исключение могут составлять участки разгрузки минерализованных межмерзлотных вод, трещиннокарстовые воды сульфатных пород, участки интенсивного антропогенного загрязнения и др.

В южных районах распространения ММП при относительно более глубоком (до 10—15 м и более) залегании их кровли в верхней части разреза (выше кровли ММП) обычно формируется «нормальный» постоянно существующий горизонт грунтовых вод, для которого кровля ММП является нижним водоупором. По условиям залегания относительно толщи ММП подземные воды данного горизонта также являются надмерзлотными и, однако условия их распространения и гидродинамический режим существенно отличаются от вод СТС и вод несквозных таликов.

В зависимости от соотношения глубины залегания уровня грунтовых вод и мощности слоя сезонного промерзания грунтовые воды этого типа могут являться частично промерзающими или непромерзающими (О. К. Ланге, Н. И. Толстихин, О. Н. Толстихин).

При залегании кровли ММП на глубинах 100—200 м и более (реликтовые толщи ММП) подземные воды верхней части разреза по условиям залегания также будут являться надмерзлотными.

Режим надмерзлотных подземных вод определяется их относительно неглубоким залеганием и тесной связью с поверхностными водами. Для вод СТС он определяется режимом промерзания и оттаивания горных пород. В летний период (существования собственно водоносного горизонта СТС) изменения уровня подземных вод в целом незначительны в связи с малыми глубинами залегания; колебания температур и слабовыраженные изменения минерализации и химического состава связаны также с воздействием климатических факторов.

Специфической особенностью гидродинамического режима надмерзлотных вод (воды СТС и частично промерзающих несквозных таликов) является формирование криогенного напора. Промерзание водоносного горизонта с поверхности земли приводит к увеличению объема (твердой фазы в сравнении с жидкой) и при отсутствии условий для формирования оттока подземных вод (водообмен с поверхностью затруднен промерзанием) вызывает увеличение давления в непромерзшей части водоносного горизонта. В свою очередь увеличение давления обуславливает относительный подъем уровней подземных вод (при наблюдении в скважинах и колодцах) не связанный в данном случае с пополнением запасов (питанием) подземных вод, формирование бугров пучения при отжатии подземных вод к участкам, промерзающим в более поздние сроки, и др. (Общее мерзлотоведение, 1981; и др.). Специфической (криогенной) особенностью гидродинамического режима участков субаэральной разгрузки надмерзлотных (также меж- и подмерзлотных) вод является возможное увеличение дебитов источников в период осенне-зимнего промерзания СТС. При промерзании с поверхности земли в этом случае частично промерзают и участки выхода подземных вод (мелкие источники, высачивания

и т. д.), что в определенных условиях вызывает временное увеличение дебитов на основных участках разгрузки подземных вод.

Подземные воды сквозных таликов. Сквозными и называются талики и таликовые (талые) зоны, «пронизывающие» (прорывающие) всю толщу многолетнемерзлых пород от их кровли до подошвы (Романовский, 1983). Естественно, что размеры таких таликов и талых зон, их конфигурация в плане и разрезе могут быть существенно различными и изменяются от крупных «сливающихся» талых участков и площадей в районах распространения островных и прерывистых мерзлых толщ до узких щелей, каналов, жил и других форм в районах «сплошного» распространения мощных толщ ММП (см. рис. 12.2).

По температурному режиму подземные воды сквозных таликов подразделяются на теплые с температурами выше 0°C и холодные криогалинные, сохраняющиеся в жидком состоянии (при $t < 0^{\circ}\text{C}$) в связи с их относительно высокой минерализацией.

Типы, подтипы и классы сквозных таликов и талых зон аналогичны рассмотренным выше (Романовский, 1983).

В условиях области распространения ММП особенно при их «сплошном» распространении сквозные талики и талые зоны являются важнейшим гидрогеологическим фактором, обеспечивающим в современных условиях гидродинамическое взаимодействие, а также процессы тепло- и массообмена между поверхностными над-, меж- и подмерзлотными подземными водами.

С точки зрения условий формирования современной структуры потоков подземных вод в районах различного типа (см. гл. 10, 11) и взаимодействия меж- и подмерзлотных подземных вод с поверхностными и подмерзлотными водами принципиально важным является подразделение сквозных таликов на *водопоглощающие* (участки нисходящего «поверхностного» питания) и *водовыводящие*, с которыми связана в общем случае восходящая разгрузка подземных вод (С. М. Фотиев, Н. Н. Романовский и др.). Первые относятся к так называемому классу инфильтрационных (инфлюационных) сквозных таликов (Романовский, 1983), которые по факторам, оказывающим тепляющее воздействие (тип талика), могут быть различными. Наиболее широко распространенными, особенно в районах островного и прерывистого распространения ММП, являются инфильтрационные сквозные талики радиационно-теплого типа (радиационный и дождевальнорadiационный подтипы), приуроченные к относительно повышенным участкам территории (центральные участки и склоны междуречных пространств, высокие террасы крупных речных долин и т. д.). Интенсивность питания подземных вод определяется в этом случае размерами талых участков, характером увлажнения поверхности земли в период отсутствия слоя сезонного промерзания величинами и характером распределения фильтрационных параметров разреза, а также соотношением градиентов вертикальной нисходящей фильтрации (см. гл. 5).

Широкое распространение при различном характере развития и мощности ММП имеют также инфильтрационные талики гидрогенного типа (подозерный, подруслового, пойменный подтипы), однако в этом случае условия (направление) взаимодействия поверхностных и подземных вод определяются соотношением их уровней и изменениями этого соотношения в различные сезоны года. Исходя из общих особенностей взаимодействия поверхностных и подземных вод, хорошо изученных в районах с отсутствием ММП (см. гл. 5, 7), можно предполагать, что инфильтрационные сквозные талики гидрогенного типа должны быть характерны главным образом для слабоврезанных речных долин или озерных котловин с относительно высокими (для данного района) отметками уровней поверхностных вод (верховья гидрографической сети, водораздельные озера, временные водотоки на склонах междуречных пространств или поверхности высоких террас и т. д.), а также для участков с формированием «внутрибассейнового» перераспределения речного стока (см. рис. 8.3). В то же время крупные глубоковрезанные долины рек I—II порядка и глубокие озерные котловины с «низким» положением уровня поверхностных вод являются преимущественно участками восходящей разгрузки подземных вод, в связи с чем здесь формируются главным образом сквозные талики напорно-фильтрационного класса (Романовский, 1983). Однако в условиях распространения ММП схемы соотношения уровней поверхностных и подземных вод в определенных условиях могут быть более сложными.

Сквозные талики с восходящей субвертикальной фильтрацией (разгрузкой) напорных меж- и подмерзлотных подземных вод относятся Н. Н. Романовским к классу напорно-фильтрационных. Сквозные талики этого класса выделены во всех рассматриваемых типах и подтипах таликов. Однако наиболее широко распространенными и существенными с точки зрения процессов региональной динамики меж- и подмерзлотных вод, несомненно, являются сквозные талики гидрогенного и гидрогеогенного типов, а также специфический тип вулканогенных таликов, образование которых чаще всего связано с восходящей разгрузкой напорных термальных вод (области современного вулканизма).

В отличие от таликов инфильтрационного класса, с которыми связаны преимущественно пресные подземные воды гидрокарбонатного кальциевого ($\text{Ca}=\text{Mg}$ и др.) состава (исключение могут составлять талики, формирующиеся под солеными озерами или солончаками, и специфические техногенные талики), со сквозными таликами напорно-фильтрационного класса могут быть потенциально связаны подземные воды *любого* состава и минерализации. Исходя из закономерностей изменения состава и минерализации подземных вод, наиболее полно изученных в районах с отсутствием ММП, со сквозными напорно-фильтрационными таликами субмаринного, подэстуариевого, подруслового (в крупных речных долинах платформенных территорий с мощными толщами ММП) подтипов должна быть связана главным образом разгруз-

ка хлоридных натриевых ($\text{SO}_4\text{Cl}-\text{Ca}$, Na и др.) минерализованных вод и рассолов. В этих условиях возможно широкое распространение сквозных таликов с субвертикальной восходящей разгрузкой холодных (криогалинных) подземных вод. Имеющиеся фактические данные свидетельствуют о том, что в ряде районов, например Восточной Сибири, разгрузка минерализованных криогалинных вод и рассолов, связанная со сквозными напорно-фильтрационными таликами, фиксируется достаточно часто.

Характерными проявлениями, связанными с участками разгрузки подземных вод по таликам напорно-фильтрационного и других типов, являются полыньи и наледи¹.

Полыньями называются не замерзшие в зимний период (свободные от льда) участки русел рек или поверхности озер, связанные обычно с отепляющим воздействием сосредоточенных субаквальных выходов подземных вод. Размеры полыней, являющихся в данном случае индикаторами мест условной или озерной разгрузки в зимний период, изменяются от нескольких квадратных метров до участков русел протяженностью в несколько километров при наличии крупнодебитных сосредоточенных выходов вод.

Наледи представляют собой ледяные тела плоской формы, образующиеся в зимний период на поверхности земли или льда в связи с излияниями подземных, речных, озерных, морских или техногенных вод. Причины и условия образования наледей, их характеристики и формирование подробно рассмотрены в работе Н. Н. Романовского.

Влияние разгрузки подземных вод на формирование наледей в зависимости от ее типов и распределения величин может быть существенно различным. В одних случаях формирование наледи может быть непосредственно связано с конкретным выходом подземных вод в виде источника, группы источников, участка с сосредоточенной разгрузкой подземных вод и т. д. Режим формирования (роста) наледи и ее размеры определяются в этом случае режимом дебита естественного проявления и суммарным объемом разгрузки за время формирования наледи. Наличие наледей этого типа или специфического наледного ландшафта является показателем на наличие участка разгрузки подземных вод, а величины суммарной разгрузки (среднее значение за период формирования наледи) могут быть приблизительно оценены через объем наледи $\bar{q} = \frac{V}{\Delta t}$, где $\bar{q}$ — среднее суммарное значение дебита, $\text{м}^3/\text{сут}$, V — объем наледи в пересчете на объем жидкой фазы, Δt — время формирования наледи). Формирование наледей этого типа наиболее типично для районов распространения

¹ Полыньи и наледи как явление, сопутствующее разгрузке подземных вод, характерны для районов с отрицательными температурами в зимний период и вне области распространения ММП. Однако в условиях этой области в связи с большой продолжительностью зимнего периода, наличием низких температур, локализацией (сосредоточенные выходы) разгрузки подземных вод по зонам таликов эти явления выражены более резко.

высокопроницаемых отложений (интенсивно-трещиноватые и закарстованные породы, крупноблочные отложения межгорных впадин и др.), для которых характерно наличие многочисленных, в том числе крупнодебитных, выходов подземных вод.

В других случаях формирование наледей может быть связано с прорывами подземных вод на поверхность земли при промерзании вод СТС. Как было указано выше, процесс промерзания приводит к формированию избыточных пластовых давлений, в связи с чем на ослабленных участках происходят прорывы подземных вод и излив на поверхность земли с формированием наледи. В процессе последовательного промерзания СТС подобные прорывы воды на поверхность могут происходить многократно в одном или в различных местах, что приводит к формированию слоистых ледяных тел и наледных бугров. При внедрении «отжимающихся» вод между поверхностью многолетнемерзлой толщи и промерзшей частью СТС формируются подземные наледные тела и так называемые гидролакколиты (Романовский, 1983).

Часто крупные наледи формируются также в речных долинах в связи с промерзанием на отдельных участках русел рек и ручьев. Поверхностные воды, формирующие русловой сток, встречая **ледяную перемычку** (промерзший участок русла), изливаются на поверхность и, распространяясь по поверхности льда и пойме долины, образуют наледные тела различной формы и размеров. В отличие от наледей непосредственно связанных с участками разгрузки подземных вод, наледи указанного типа относятся Н. Н. Романовским к так называемым гидрогенным, формирующимся за счет излива и промерзания поверхностных вод¹. Однако промерзание рек и ручьев и образование наледей происходят в период, когда весь русловой сток формируется также за счет разгрузки подземных вод, поскольку собственно поверхностное питание рек (жидкие атмосферные осадки, склоновый сток, талые воды) в районах распространения ММП в зимний период отсутствует.

Однако в отличие от наледей, непосредственно связанных с участками разгрузки подземных вод, наледь такого типа аккумулирует подземные воды, разгрузка которых осуществляется *рассредоточенно* в пределах всей площади водосбора, расположенной выше места формирования наледи (между двумя наледными участками и т. д.). И в этом случае объем наледи дает представление о суммарной величине разгрузки подземных вод в пределах площади водосбора, ее средних значениях за время формирования наледи и т. д. (Толстихин, 1974; Соколов 1975; и др.), однако место положения наледи не является показателем участка разгрузки подземных вод.

¹ Условия формирования гидрогенных наледей другого вида (озерные, морские и др.) здесь не рассматриваются.

В зависимости от гидрогеологических условий территории, суммарных дебитов разгрузки и типа наледей их размеры изменяются в чрезвычайно широких пределах. Мощность наледного льда изменяется от нескольких десятков сантиметров до 7—10 м; площади наледей — от нескольких метров до 50—80 км²; объемы льда — соответственно от нескольких метров до десятков миллионов кубометров. Так, объем самой крупной Большой Момской наледи в бассейне р. Индигирки достигает в отдельные годы около 200 млн м³ (Н. И. Толстихин, О. Н. Толстихин).

Многие крупные наледи северных и высокогорных районов области распространения ММП не успевают растаять в течение летнего периода и существуют как многолетние наледи (Романовский, 1983).

Межмерзлотные и внутримерзлотные подземные воды. Межмерзлотными называются подземные воды, связанные с водоносными слоями, зонами трещиноватости или закарстованности и т. д., ограниченными (условно) сверху и снизу толщами ММП. Формы контакта обводненных слоев и зон могут быть достаточно сложными, но во всех случаях межмерзлотные воды имеют гидравлическую связь с надмерзлотными или подмерзлотными подземными водами, т. е. образуют с ними единую водоносную систему.

Внутримерзлотными называются подземные воды, залегающие изолированно внутри толщи многолетнемерзлых пород (участки слоев, линзы, локальные зоны трещиноватости и т. д.) и не имеющие в связи с этим гидравлической связи с другими категориями подземных вод.

По условиям залегания и формирования межмерзлотные воды обычно образуют потоки (сложной конфигурации) пластовых, трещинно-жильных, трещинно-карстовых и других подземных вод, естественными границами которых в разрезе, а частично и в плане являются толщи ММП. В связи с этим они имеют относительно благоприятные условия современного водообмена и являются, как правило, пресными и слабоминерализованными водами, имеющими положительные температуры. Холодные ($t < 0^{\circ}\text{C}$) криогалинные воды, непромерзающие в связи с их относительно повышенной минерализацией, могут быть связаны с участками (зонами) разгрузки подмерзлотных соленых вод и рассолов, с пластами засоленных пород и т. д.

Условия чередования в разрезе многолетнемерзлых и талых горных пород (условия наличия межмерзлотных вод) наиболее характерны для зон развития двухслойной толщи ММП (Западная Сибирь, Тимано-Печорская плита и др., рис. 12.3), а также для участков, где относительно близко расположенные участки питания и разгрузки подземных вод (талики) и высокая проницаемость горных пород обеспечивают формирование интенсивного водообмена внутри толщи ММП (рис. 12.4).

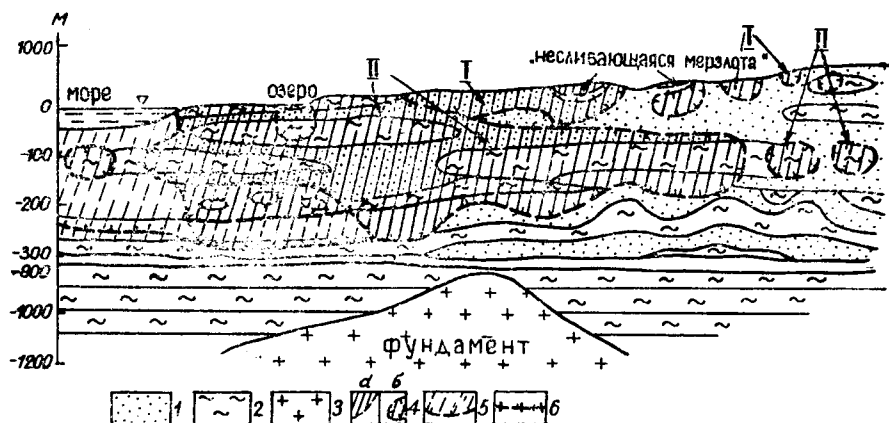


Рис. 12.3. Строение криолитозоны платформенных областей (по Н. Н. Романовскому, 1983): I — плейстоценовые, II — верхнеголоценовые мерзлые толщи; 1 — преимущественно песчаные водоносные породы; 2 — глинистые слабопроницаемые; 3 — породы фундамента; 4 — слой сезонного промерзания (а), многолетнемерзлые породы (ММП) и граница их распространения (б); 5 — охлажденные породы с криогалинными водами и граница их распространения; 6 — граница между плейстоценовыми и верхнеголоценовыми ММП

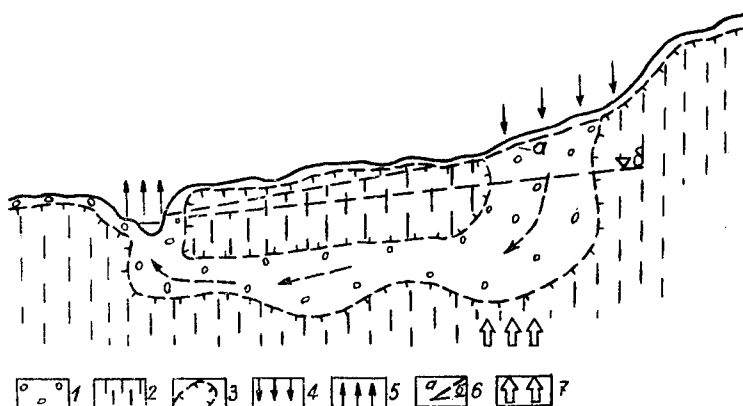


Рис. 12.4. Схема возможного формирования потока межмерзлотных подземных вод: 1 — талые породы; 2 — ММП; 3 — границы ММП; 4 — участок (область) сосредоточенного питания межмерзлотных вод; 5 — участок разгрузки; 6 — положение уровня подземных вод в период формирования их питания (а) и в период отсутствия питания (б); 7 — возможный приток более глубоких (межмерзлотных, подмерзлотных) подземных вод

Внутримерзлотные воды, ограниченные со всех сторон ММП и характеризующиеся в связи с этим застойным режимом, должны быть по своей природе главным образом холодными (криогалинными). Внутримерзлотные пресные и слабоминерализованные воды с положительными температурами образуют с ММП термодинамически неустойчивую систему (Романовский, 1983). При процессах протаивания и разрушения мерзлоты они будут переходить в категорию межмерзлотных вод с формированием водообмена определенного типа. Наоборот, при понижении температур и промерзании они неизбежно будут переходить в твердое состояние в категорию холодных в различной степени концентрированных криогалинных вод.

Формирование линз, изолированных прослоев, зон и криогалинных внутримерзлотных вод связано, как правило, с промерзанием горных пород, содержащих солоноватые и соленые подземные воды (сингенетично промерзающие отложения морских террас, галогенные толщи, участки пластовых систем с относительно неглубоким залеганием минерализованных межпластовых вод и др.). В специфических условиях формирование линз внутримерзлотных вод этого типа может быть связано с днищами соленых озер и прибрежных лагун, с участками континентального засоления грунтовых вод, несквозными техногенными таликами, содержащими воды повышенной минерализации, и др. Обычно линзы криогалинных внутримерзлотных вод характеризуются избыточными «пластовыми» давлениями, возникающими при промерзании горных пород. С наличием таких давлений нередко связано фонтанирование скважин, вскрывающих линзы внутримерзлотных вод, которое, как правило, быстро прекращается в связи с ограниченными объемами водоносной системы и отсутствием притока подземных вод.

Подмерзлотными называются подземные воды, залегающие ниже подошвы ММП. В зависимости от строения разреза и типа водовмещающих пород они могут быть различными: межпластовые воды, трещинные, трещинно-карстовые (см. гл. 8, 9). По отношению к толще ММП подмерзлотные воды подразделяются на контактирующие, для которых подошва ММП является верхним водоупором, и неконтактирующие, к которым обычно относятся все глубокие воды гидрогеологического разреза, залегающие ниже подошвы ММП и в общем случае изолированные от ММП пластами и толщами слабопроницаемых пород. В отдельных случаях (чаще при относительно малой мощности ММП) в трещиноватых и закарстованных породах могут быть распространены безнапорные подмерзлотные воды, свободный уровень которых расположен ниже подошвы ММП (см. рис. 12.2).

В современных условиях динамика подмерзлотных вод определяется главным образом положением сквозных таликов (талых участков и зон), через которые обеспечиваются их питание и разгрузка. В зависимости от типа структуры, мощности и распространения ММП, параметров гидрогеологического разреза харак-

тер водообмена в подмерзлотных водоносных горизонтах может быть существенно различным — от интенсивного, типичного для верхней части гидрогеологического разреза до весьма затрудненного. В ряде случаев для глубоких частей разреза, перекрытых мощными (до 300—400 м и более) толщами ММП, вероятно, можно говорить о застойном характере современного режима подмерзлотных вод.

В связи с различными глубинами залегания подмерзлотных вод, условиями водообмена, составом водовмещающих пород и другими параметрами их минерализация и химический состав могут меняться в широком диапазоне — от пресных и слабоминерализованных гидрокарбонатного ($\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и др.) состава до высокоминерализованных хлоридных вод и рассолов с концентрацией до 200—300 г/л и более. Сопоставление мощности ММП со строением гидрогеохимического разреза районов разного типа (см. гл. 10, 11) дает примерное представление о возможной величине минерализации и типах химического состава подмерзлотных вод. Однако в условиях распространения ММП значительной мощности, в связи с тем что наличие криогенного водопора резко ухудшает условия современного водообмена, общий уровень минерализации подземных вод (на тех же глубинах) может быть значительно выше (см. ниже).

Температурный режим подмерзлотных вод, контактирующих с толщей ММП, а в ряде случаев и более глубоких (неконтактирующих) горизонтов в определенной мере всегда зависит от наличия в верхней части разреза толщи горных пород, имеющих отрицательную температуру.

В артезианских бассейнах платформенного типа при сплошном распространении мощных толщ ММП (реже в субартезианских бассейнах и массивах) ниже подошвы мерзлоты нередко распространен значительный по мощности (до 300—500 м и более) ярус «охлажденных» горных пород, содержащих высокоминерализованные криогайнные воды и рассолы с температурами от 0 до -12°C (см. рис. 12.3).

12.2. КРИОГЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Выше было сказано, что процессы промерзания с формированием ММП различного характера распространения и мощности существенным образом изменяют условия формирования подземных вод в пределах всех типов гидрогеологических районов. Процессы промерзания горных пород и содержащихся в них подземных вод развиваются с поверхности, «накладываясь» на гидродинамическую (гидрогеохимическую, гидрогеотермическую) систему гидрогеологического района *определенного* типа. Характер и степень криогенного преобразования гидрогеологических условий, связанные с распространением (сплошное, прерывистое и др.) и мощностью ММП, определяются в связи с этим не толь-

ко физико-географическими (климат) условиями территории, но и типом гидрогеологического района, определяющим строение разреза, состав и параметры водовмещающих пород, структуру и расходы потоков подземных вод, гидрогеологические факторы, которые также решающим образом влияют на формирование и строение толщи ММП. В связи с этим характер изменения гидрогеологических условий при промерзании и сами принципы оценки степени криогенного преобразования являются существенно различными в гидрогеологических районах разного типа.

Условия и особенности криогенного преобразования гидрогеологических районов разного типа рассматриваются в работах А. И. Калабина, Н. И. Толстихина, О. Н. Толстихина, А. И. Ефимова, С. М. Фотиева и Н. Н. Романовского.

Криогенное преобразование артезианских бассейнов¹. Влияние геокриологических условий (при различной степени промерзания) на условия залегания и формирования артезианских вод подробно рассмотрено Н. Н. Романовским (1983). Промерзание пластовой системы артезианского бассейна начинается с поверхности земли, и на первой стадии в многолетнемерзлое состояние переходят породы зоны аэрации и грунтового водоносного горизонта на участках, где они представлены относительно менее проницаемыми отложениями. В последующем на стадии формирования прерывистых толщ ММП мощностью до 100 м и более в многолетнемерзлое состояние переходит грунтовой водоносный горизонт и верхняя часть межпластовой системы, включая собственно водоносные горизонты и слабопроницаемые разделяющие пласты. Предполагается, что в этом случае мерзлые толщи значительной мощности формируются на участках, где верхняя часть разреза представлена слабопроницаемыми глинистыми породами или водоносными породами, имеющими относительно низкую проницаемость, а участки интенсивного питания и разгрузки подземных вод (см. гл. 8, 9), элементы системы, сложенные высокопроницаемыми породами, зоны интенсивной закарстованности сохраняются в талом состоянии, локализуясь в виде таликов различного типа и участков распространения межмерзлотных подземных вод (см. рис. 12.3).

Большинство исследователей считают, что при островном распространении ММП гидродинамическая система АБ не претерпевает существенных изменений. Однако, как было показано выше Куриновой (1988), в условиях массивно-островного распространения ММП (Ангара-Ленский АБ) криогенные водопоры, формирующиеся в верхней части гидрогеологического разреза, весьма существенно влияют прежде всего на связь межпластовых горизонтов с верхней гидродинамической границей системы. Отсутствие связи с верхней (наиболее значимой) границей системы определяет значительные изменения величин и распределения прежде всего градиентов межпластовой фильтрации, что приводит соответственно к существенным изменениям структуры потоков меж-

¹ В данном случае совместно рассматриваются бассейны платформенного типа, межгорные бассейны и субартезианские (адартезианские) бассейны.

пластовых вод верхних горизонтов и условий взаимодействия (направления движения, скорости, расходы) в системе поверхностные воды — грунтовые воды — межпластовые воды (см. рис. 8.3). Наиболее существенно изменяется именно схема межпластовой фильтрации, поскольку на участках распространения ММП, по существующим представлениям, отсутствуют условия для связи элементов пластовой системы путем перетекания через слабопроницаемые породы.

Влияние многолетнего промерзания на гидродинамическую (гидрогеохимическую и др.) систему АБ становится особенно существенным при сплошном характере распространения ММП. В этом случае оценка степени криогенного преобразования АБ производится на основе сравнения мощности ММП с мощностью пород осадочного чехла или с мощностью зоны пресных подземных вод при наличии в разрезе бассейна двух или трех гидрогеохимических зон (см. гл. 10).

В первом случае при относительно ограниченной мощности (первые сотни метров) осадочного чехла, содержащего пресные подземные воды, при глубинах промерзания больших, чем мощность чехла в пределах всего бассейна (или его краевых частей), возможно полное промерзание пластовой системы осадочного чехла с сохранением подземных вод только в локальных зонах, связанных с таликами различного типа. Ниже промороженных пород чехла напорные подмерзлотные воды могут быть связаны с трещиноватыми или закарстованными породами фундамента. Подобные гидрогеологические структуры называются в соответствии с принятой терминологией *криогенными постартезианскими бассейнами трещинных вод*. В этом случае система собственно артезианского типа не существует (полностью проморожена), и восстановление ее возможно только при деградации ММП.

Во втором случае наиболее глубокое преобразование АБ происходит при мощности ММП большей, чем мощность зоны пресных вод. При подобных условиях в АБ оказывается *полностью промороженной верхняя зона интенсивного водообмена*, содержащая пресные подземные воды, включая внутренние и внешние области питания артезианских вод. Ограниченное распространение пресных вод может быть связано с СТС и таликами разного типа, по которым возможно ограниченное современное питание подмерзлотных вод. При наличии мощных толщ ММП существование сквозных (питающих) таликов является возможным, но весьма проблематичным, и в каждом конкретном случае вопрос об их наличии или отсутствии должен решаться на основании материалов специальных исследований.

Ниже подошвы ММП в бассейнах этого типа распространены, как правило, соленые воды и рассолы, претерпевшие в той или иной мере криогенную метаморфизацию. Возможно наличие яруса межмерзлотных и внутримерзлотных криогалинных вод и яруса подмерзлотных криогалинных вод и рассолов с температурами ниже 0°C . Подобные АБ носят название *криоартезианских*.

Современная динамика подмерзлотных вод криоартезианских бассейнов определяется главным образом наличием в пределах краевой зоны разгрузки или внутренней области бассейна (см. гл. 10) сквозных таликов напорно-фильтрационного типа, по которым возможна разгрузка криогалинных ($t < 0^\circ\text{C}$) вод или подземных вод, имеющих положительные температуры.

Как было сказано выше, возможность формирования *современного* питания подмерзлотных вод через верхнюю границу в условиях криоартезианских бассейнов весьма проблематична.

В так называемых «закрытых АБ сплошного глубокого промерзания» предполагается полное отсутствие современного поверхностного питания подмерзлотных вод как в пределах собственно бассейна, так и его структурного обрамления. В этих условиях сохранение высоких значений напоров подмерзлотных вод, обеспечивающих их разгрузку по напорно-фильтрационным таликам в пределах внутренней области бассейна, а также балансовое «обеспечение» их современной разгрузки могут быть связаны с «внутренними» источниками питания (элизионные процессы, поступление глубинных метаморфогенных и магмогенных флюидов через породы фундамента и др.), формированием криогенных давлений (при промерзании) и сработкой упругих запасов подмерзлотных вод. В то же время во внутренних частях ряда платформенных АБ зоны сплошного распространения толщ ММП значительной мощности (Якутский, Хатангский и др.) непосредственно ниже подошвы МП выделены обширные области с аномально низкими пластовыми давлениями (АНПД) подмерз-

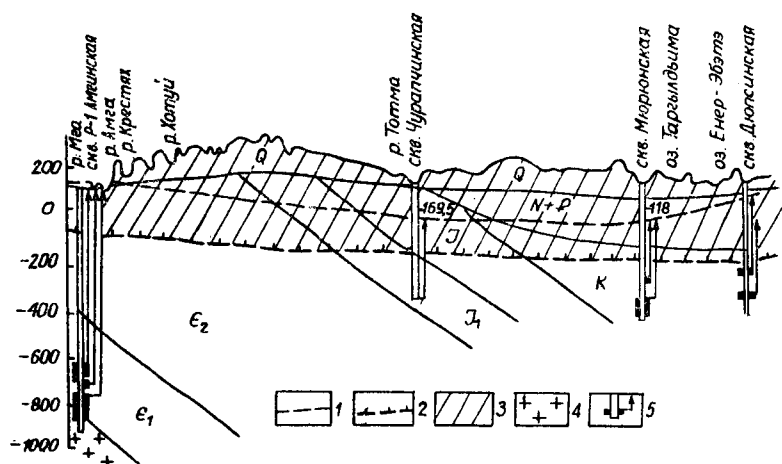


Рис. 12.5. Гидрогеологический разрез Якутского бассейна по линии Амга—Дюся (по Н. Н. Романовскому, 1983): 1 — пьезометрический уровень подмерзлотных подземных вод; 2 — нижняя граница ММП; 3 — ММП; 4 — фундамент; 5 — скважины, цифрами указано положение пьезометрического уровня относительно поверхности земли

лотных вод (А. И. Ефимов, В. Л. Белецкий, Н. Н. Романовский и др.).

Пьезометрические уровни напорных подмерзлотных вод в таких областях устанавливаются не только ниже уровней поверхностных и надмерзлотных вод, но в ряде случаев и ниже уровня Мирового океана (рис. 12.5). Так, в Намской опорной скважине (Якутский бассейн) абсолютная отметка уровня подмерзлотных вод составила 138,4 м. Дефицит напоров относительно уровня поверхностных вод достигает 20—80 атм (2,0—8,1 МПа) (Романовский, 1983). Дефицит напоров сохраняется, несмотря на наличие сквозных таликов под долинами рек (р. Лена), по которым принципе возможно гидродинамическое взаимодействие подмерзлотных вод с надмерзлотными и поверхностными водами. В то же время залегающие ниже отложения кембрийского водоносного комплекса содержат подземные воды с «нормальными» значениями напоров. Тем самым создаются условия, когда «гидродинамический минимум» с резким дефицитом пластовых давлений существует в средней (непосредственно под толщей ММП) части гидрогеологического разреза.

Формирование столь своеобразно расположенной зоны с АНПД объясняется, по мнению ряда исследователей (А. И. Ефимов, В. Т. Балобаев, В. Л. Белецкий и др.), образованием (увеличением) «свободного объема порового пространства» при деградации нижней части толщи мерзлых пород. По расчетам В. Т. Балобаева (1973), при протаивании толщи ММП снизу за счет перехода текстурообразующего льда в воду на площади 1 км² ежегодно «формируется» до 350 м³ «свободного» объема.

Криогенные преобразования гидрогеологических массивов (субмассивов) определяются характером прерывистости (распространением) мерзлых толщ по площади и соотношением мощности ММП с мощностью зоны экзогенной трещиноватости (Романовский, 1983).

Промерзание гидрогеологического массива, распространяясь с поверхности, захватывает в первую очередь породы зоны аэрации, рыхлые водоносные отложения, локально распространенные на поверхности массива, и при увеличении мощности мерзлоты — водоносный горизонт зоны экзогенной трещиноватости. Сохранение талого состояния характерно в этом случае главным образом для участков с наиболее высокой проницаемостью горных пород: интенсивно-трещиноватые зоны тектонических нарушений, зоны интенсивной закарстованности (субмассивы), участки речных долин, особенно при наличии высокопроницаемых крупнообломочных отложений, и др.

Условия залегания и тип подмерзлотных подземных вод (напорные, безнапорные) зоны экзогенной трещиноватости определяются главным образом соотношением мощности ММП и глубиной залегания уровня подземных вод на различных участках массива, условия питания и разгрузки подмерзлотных вод — наличием и положением талых участков и зон. Движение подземных вод

в целом осуществляется от центральных частей междуречных пространств к речным долинам и периферии массива, формируя систему местных потоков подмерзлотных трещинных вод (см. гл. 9). В связи с достаточно интенсивным водообменом (сохранение в пределах всего массива или на отдельных участках водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости, наличие сквозных таликов, связанных с зонами тектонической трещиноватости и закарстованности, и т. д.) подмерзлотные воды массива имеют относительно невысокую (300—500 мг/л) минерализацию и преимущественно гидрокарбонатный ($\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ и др.) состав.

Крайняя степень криогенного преобразования массива соответствует условиям, когда мощность толщи ММП превышает (значительно) мощность зоны экзогенной трещиноватости. Подобные типы структур выделяются в настоящее время в качестве криогидрогеологических массивов (КГМ) сплошного глубокого и сплошного сверхглубокого промерзания. В этих условиях верхняя потенциально наиболее обводненная часть массива (см. гл. 9) является полностью замороженной. Возможно формирование только локальных (линейно-локальных) потоков трещинно-жильных и трещинно-карстовых подземных вод по зонам интенсивной трещиноватости и закарстованности (субмассивы), с которыми связано наличие сквозных и несквозных таликов различного типа. Существование локально обводненных зон наиболее характерно для криогидрогеологических массивов с активным проявлением новейших и современных тектонических движений (наличие проницаемых зон тектонических нарушений) и субмассивов, в разрезе которых распространены интенсивно закарстованные горные породы.

Глубокие части криогидрогеологических массивов глубокого и сверхглубокого промерзания изучены в настоящее время относительно слабо.

Чрезвычайно интересными являются данные (Н. И. Толстихин, А. И. Калабин, Н. Н. Романовский и др.) о том, что для гидрогеологических массивов области распространения ММП вблизи подошвы мерзлых толщ характерно формирование так называемой *зоны криогенной дезинтеграции* (криогенной трещиноватости) горных пород, обусловленной многократно происходившими процессами промерзания и оттаивания. В связи с тем что на протяжении четвертичного периода неоднократно происходила смена холодных и более теплых этапов, а мощность ММП в плейстоцене была в целом большей, чем в настоящее время, развитие зон криогенной дезинтеграции горных пород вблизи подошвы мерзлых толщ можно предполагать практически повсеместно.

В гидрогеологических массивах сплошного глубокого и сверхглубокого промерзания при наличии зон криогенной дезинтеграции могут быть локально или на достаточно широких площадях распространены напорные подмерзлотные подземные воды с существенно различными условиями водообмена, минерализацией и составом. При мощности ММП до 200—300 м и наличии

сквозных таликов современный водообмен может быть достаточно интенсивным (особенно при наличии высокой проницаемости пород зоны криогенной дезинтеграции), что определяет преимущественное развитие пресных и маломинерализованных вод гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава, в той или иной мере измененного процессами криогенной метаморфизации (см. гл. 4). При мощности ММП до 500—700 м и более и отсутствии связи с поверхностью (надмерзлотными и поверхностными водами) для подмерзлотных вод массивов даже без существенного влияния процессов криогенной концентрации должно быть характерно преимущественное распространение относительно минерализованных (до 3,0—10 г/л и более) сульфатно-хлоридных и хлоридных вод. Однако при определенных условиях (резко расчлененный рельеф, высокая трещиноватость и проницаемость горных пород и др.) мощность зоны пресных вод, вероятно, может достигать 1000—1500 м и более (см. гл. 11).

Глубже горизонта подмерзлотных вод, связанного с зоной криогенной дезинтеграции горных пород, обводненность массивов при глубоком и сверхглубоком промерзании может быть связана только с проницаемыми зонами тектонических нарушений и зонами локальной трещиноватости различных типов (см. гл. 9, 11). Условия водообмена, минерализация и химический состав этих вод изучены до настоящего времени относительно слабо. Однако исходя из фактических данных, имеющихся по подобным типам структур вне области распространения ММП, можно предполагать, что для подмерзлотных трещинно-жильных вод в этом случае должны быть характерны весьма затрудненные условия водообмена, определяющие развитие (на глубинах 1000—1500 м и более) высокоминерализованных вод и, возможно, рассолов хлоридного состава (см. гл. 11).

Глава 13

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Аридными и полуаридными¹ областями (от лат. aridus — сухой) называются территории с сухим и засушливым климатом: пустыни, полупустыни и степные зоны. На территории земного шара эти области занимают более 30% общей площади суши, в пределах СССР — около 20% территории.

Основными особенностями природных условий аридных областей, решающим образом определяющими закономерности распространения и формирования подземных вод этих территорий, являются:

1. Резко недостаточная естественная увлажненность, определяемая малым количеством атмосферных осадков и чрезвычайно высокими значениями максимально возможного испарения (испаряемости).
2. Слабое развитие или практически полное отсутствие современной гидрографической сети.
3. Наличие в современном рельефе аридных территорий бессточных внутриконтинентальных впадин тектонического или эрозионного происхождения.
4. Широкое распространение в породах верхней части геологического разреза, в почвенном слое и в породах зоны аэрации легкорастворимых соединений, связанное с развитием процессов интенсивного испарения и континентального засоления.

13.1. РЕЖИМ И БАЛАНС ГРУНТОВЫХ ВОД

Глубина залегания грунтовых вод аридных территорий в зависимости от рельефа и строения верхней части гидрогеологического разреза изменяется от 1—3 до 100 м и более (Гидрогеология СССР). Максимальные глубины залегания (до 80—100 м и более) характерны главным образом для относительно приподнятых предгорных равнин и интенсивно расчлененных участков с низко- и среднегорным рельефом, сложенных древними кристаллическими и вулканогенными породами, а также в различной степени литифицированными и трещиноватыми осадочными толщами (известняки, песчаники и др.). В пределах равнинных пространств (степная зона, пустыни) с распространением с поверхности рыхлых или слаболитифицированных пород глубины залегания уровня грунтовых вод изменяются преимущественно от 10—

¹ Далее в тексте просто — аридными.

15 до 25—50 м. При значительной мощности и слоистом строении разреза зоны аэрации для этих территорий характерно развитие водоносных горизонтов типа «верховодки» (см. гл. 7), спорадическое распространение, а в ряде случаев практическое отсутствие горизонта собственно грунтовых вод со свободной поверхностью (Маринов и др., 1978). На относительно пониженных участках, вблизи русел рек и каналов, на берегах озер, а также на интенсивно орошаемых территориях глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется, как правило, в пределах 1,0—5,0 м.



Рис. 13.1. Распределение величин инфильтрационного питания на территории Приишимской равнины (южная часть Западно-Сибирской низменности): 1 — границы расчетного участка; 2 — расчетный блок, цифра — величина инфильтрационного питания ($\text{л/с}\cdot\text{км}^2$); 3–6 — инфильтрационное питание: 3 — менее 0,01 $\text{л/с}\cdot\text{км}^2$; 4 — 0,01–0,1; 5 — 0,1–0,2; 6 — 0,2–0,5 $\text{л/с}\cdot\text{км}^2$

Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации, поглощения поверхностных вод и орошения. В связи с чрезвычайно низкими значениями коэффициента увлажнения и малой относительной влажностью воздуха средние величины естественного (инфильтрационно-конденсационного) питания грунтовых вод изменяются, как правило, в пределах 1,0—5,0 мм/год, реже 10,0—15,0 мм/год (рис. 13.1). Относительно большие значения инфильтрационно-конденсационного питания грунтовых вод, до 30—40 мм/год, в ряде случаев выше (М. Р. Никитин и др.), могут быть связаны с относительно увлажненными территориями ($K_y=0,4—0,6$ и более), с понижениями рельефа, в которых относительно большее увлажнение поверхности земли определяется наличием поверхностного склонового стока, или накоплением снега в зимний период, а также с участками распространения непосредственно с поверхности высокопроницаемых пород (грубообломочные, интенсивно-трещиноватые, закарстованные и др.), для которых в связи с высокими скоростями инфильтрации характерны относительно меньшие расходы на испарение.

Величины собственно конденсационного питания грунтовых вод, по существующим оценкам (Н. А. Огильви, А. Г. Голубь и др.), в условиях аридных территорий, вероятно, могут достигать значений 10—20 мм/год и более (см. гл. 7).

Более благоприятные условия питания грунтовых вод характерны для участков, где это питание формируется за счет поглощения поверхностных вод рек и каналов. На площади межгорных впадин и предгорных равнин при наличии гидрографической сети с временным или постоянным стоком или ирригационных каналов русловое поглощение поверхностных вод является, как правило, основной приходной статьей баланса грунтовых вод, составляя до 50—60% и более от суммарной величины их современного питания (У. М. Ахмедсафин, В. Ф. Шлыгина и др.).

В зависимости от размеров речных долин, водного режима рек, строения верхней части разреза и других факторов схемы формирования фильтрационного поглощения поверхностных вод могут быть различными (см. гл. 7); величины поглощения изменяются в широких пределах, достигая 50—100 л/с на 1 км русла и более. Как правило, для этого источника питания грунтовых вод характерны значительные изменения величин в различные сезоны года и в многолетнем периоде в зависимости от водности конкретных лет (рис. 13.2).

Значительные объемы питания грунтовых вод формируются также на орошаемых массивах аридной зоны за счет фильтрационных потерь из ирригационных каналов и фильтрации оросительных вод при поливах сельскохозяйственных земель. Так, по данным У. М. Ахмедсафина, В. Ф. Шлыгиной и др. (1978), на конусах выноса Заилийского Алатау фильтрационные потери из ирригационной сети и фильтрация поливных вод составляют соответственно 10—16 и 9,0% от суммарной величины современного

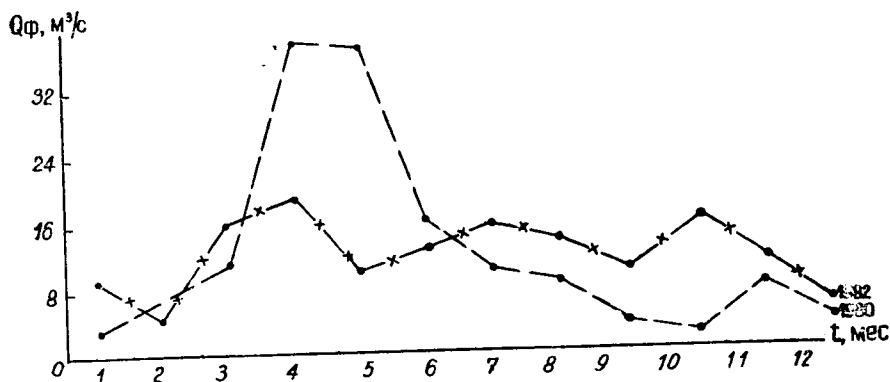


Рис. 13.2. Внутригодовое распределение питания подземных вод Яхсуйской впадины, за счет фильтрационных потерь из современной гидрографической сети (И. Ф. Фиделли и др., 1987)

питания грунтовых вод (суммарное инфильтрационно-конденсационное питание составляет в этом случае 11%).

На крупных массивах орошения фильтрационные потери из магистральных и распределительных каналов при отсутствии специальных противофильтрационных мер могут достигать 30--40% и более от суммарного расхода воды на орошение. Например, в первый период эксплуатации Большого Каракумского канала фильтрационные потери воды на площадях распространения песчаных пород Юго-Восточных Каракумов достигали 1,5 м³/с на 1 км русла канала (Кац, Шестаков, 1981).

Питание грунтовых вод на массивах орошения за счет фильтрации поливных вод в зависимости от величины и режима водоподачи (поливные нормы), способа орошения, строения и мощности зоны аэрации, рельефа изменяется достаточно сильно, достигая значений 150--200 мм/год и более. По данным Д. М. Каца и В. М. Шестакова, средние суммарные величины питания грунтовых вод на орошаемых массивах Средней Азии (инфильтрация оросительных вод и потери из каналов) составляют 300--400 мм/год.

Движение грунтовых вод происходит в соответствии с распределением напоров, которое в той или иной мере всегда связано со строением рельефа конкретных территорий (рис. 13.3; 13.4).

Однако в связи с отсутствием или слабым развитием гидрографической сети и относительно большими глубинами залегания уровня грунтовых вод для аридных территорий, как правило, не характерна типичная для гумидных областей структура «местных» потоков, определяемая конфигурацией гидрографической сети (движение от междуречных пространств к местным эрозионным врезам).

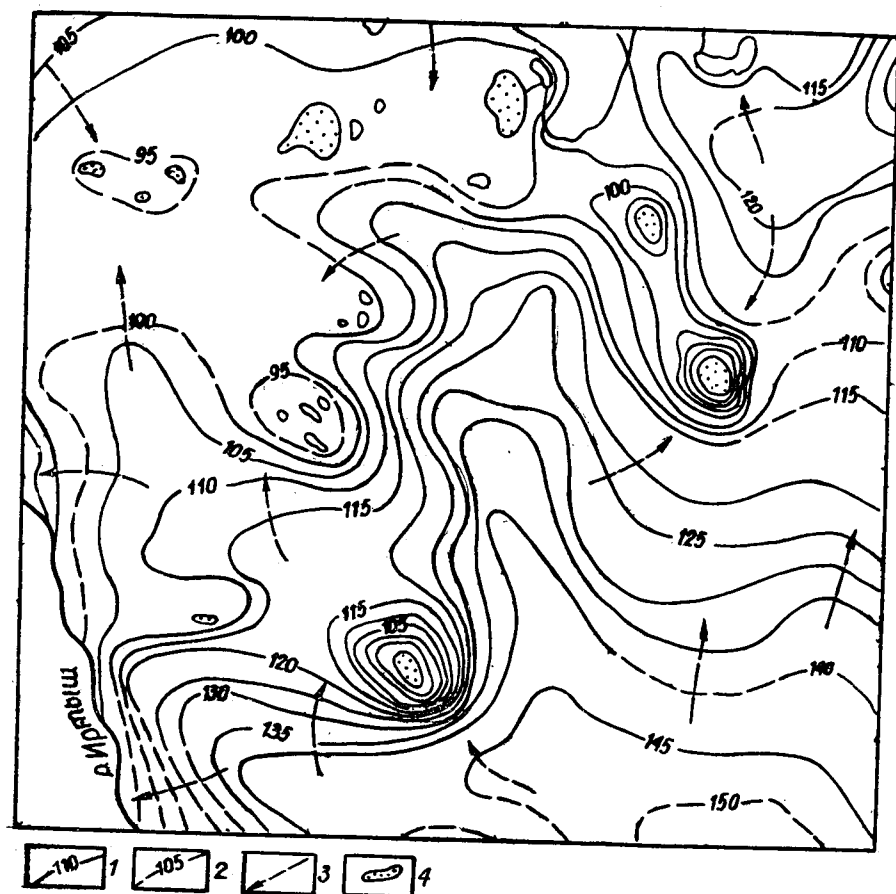


Рис. 13.3. Схема грунтового потока Прииртышской равнины (южная часть Западно-Сибирской низменности): 1 — гидроизогипсы; цифры — абс. отметки (м); 2 — то же, по ограниченным данным; 3 — направления движения грунтовых вод; 4 — соленые озера

Достаточно четко фиксируются потоки грунтовых вод, направленных к наиболее глубоковырезанным «дренирующим» речным долинам, замкнутые бассейны грунтового стока, связанные с наличием бессточных впадин различных размеров, обширные участки с чрезвычайно слабовыраженными уклонами зеркала грунтовых вод. Максимальные значения градиентов и значительные скорости движения грунтовых вод характерны для участков интенсивного сосредоточенного питания (русловое поглощение, фильтрация из каналов, массивы орошения) и глубоких эрозийных понижений, являющихся участками интенсивной разгрузки (см. рис. 13.3; 13.4). Для обширных равнинных территорий

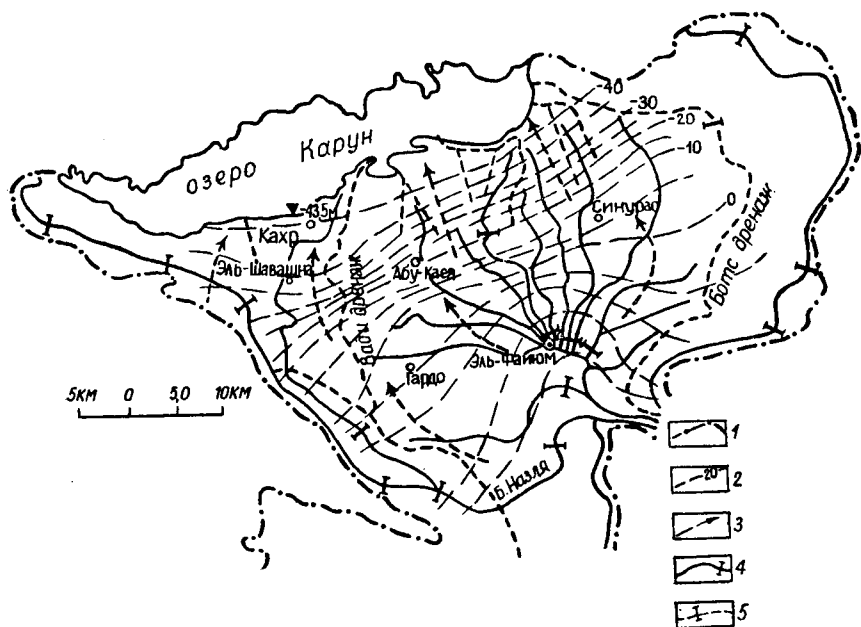


Рис. 13.4. Схема грунтового потока впадины Файюм, АРЕ (по Тагеру М. Хасану, 1988): 1 — границы впадины; 2 — гидроизогипсы, цифры — абс. отметки (м); 3 — направления движения грунтовых вод; 4 — ирригационные каналы; 5 — дренажные каналы

со слабой эрозионной расчлененностью (пустыни, полупустыни) и относительно глубоким (10—15 м и более) залеганием уровня грунтовых вод при отсутствии участков орошения характерны, как правило, слабовыраженные региональные потоки грунтовых вод с малыми (0,001—0,0001) уклонами поверхностей, направленные к глубоким эрозионным врезам, крупным бессточным впадинам, тектоническим депрессиям и т. д.

Разгрузка грунтовых вод в зависимости от глубины их залегания и степени эрозионной расчлененности рельефа может осуществляться различными путями (см. гл. 7). Разгрузка в виде источников и в русла поверхностных водотоков характерна для интенсивно расчлененных районов с низко- и среднегорным рельефом. Эти формы разгрузки типичны также для относительно приподнятых предгорных равнин и бортовых частей межгорных впадин аридной зоны, сложенных грубообломочными отложениями конусов выноса (см. гл. 11). По данным У. М. Ахмедсафина, В. Ф. Шлыгиной и др. (1978), суммарная разгрузка подземных вод может достигать здесь 0,5—0,7 м³/с и более на 1 км русла. Такие же формы разгрузки грунтовых вод характерны для крупных речных долин и глубоких озерных котловин полуаридных

территорий, вскрывающих уровень грунтовых вод (см. рис. 13.3; 13.4). На площади орошаемых массивов аридной зоны с плохими условиями естественного дренирования грунтовых вод значительная часть их разгрузки формируется обычно по искусственно создаваемой дренажной сети. По данным Д. М. Каца и В. М. Шестакова, на орошаемых массивах пустынных и полупустынных районов СССР с низкой естественной дренированностью, с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1—3 м модуль дренажного стока достигает 20—30 л/с·км² и более (600—900 мм/год). Сброс дренажных вод осуществляется в естественные русла и водоемы, в бессточные впадины и понижения (см. рис. 13.4) и для крупных массивов орошения в связи с относительно повышенной минерализацией и загрязнением дренажных вод представляет, как правило, достаточно сложную эколого-техническую проблему.

В пределах обширных равнинных территорий аридной зоны, вблизи русел рек и каналов, на прибрежных низменных равнинах, в днищах бессточных впадин, на орошаемых площадях с глубинами залегания уровня грунтовых вод до 3,0—5,0 м основным видом является разгрузка путем испарения и транспирации растительностью. Величина суммарной разгрузки грунтовых вод путем испарения и транспирации растительностью определяется многими факторами, среди которых наиболее важными являются: климатические, определяющие общую величину испаряемости, глубина залегания уровня грунтовых вод, состав пород зоны аэрации, определяющий высоту капиллярного поднятия, наличие или отсутствие растительности и ее вид, минерализация грунтовых вод и др. В зависимости от различного сочетания этих факторов величина разгрузки грунтовых вод на испарение и транспирацию меняется практически от 0 до 1500—2000 мм/год и более. Во всех случаях четко фиксируется зависимость величин разгрузки грунтовых вод испарением от глубины залегания уровня грунтовых вод (рис. 13.5). Данные, приведенные на рис. 13.5, показывают, что для условий Бухарского оазиса при глубинах залегания уровня грунтовых вод 1,0—1,5 м разгрузка грунтовых вод

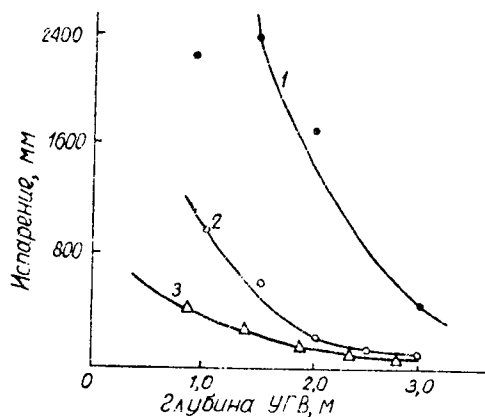


Рис. 13.5. Зависимость величины разгрузки грунтовых вод испарением от глубины их залегания (Бухарский оазис) (по Д. М. Кацу и В. М. Шестакову): 1 — расход грунтовых вод на испарение с поверхности почвы и транспирацию двухлетней люцерны за вегетационный период; 2 — то же, под хлопчатником; 3 — испарение грунтовых вод с поверхности почвы без растительного покрова и без орошения

испарением (даже без влияния транспирации) превышает не только возможные для этих условий величины инфильтрационного питания, но и *годовую сумму атмосферных осадков*. Подобные соотношения характерны в целом для территории аридной зоны с величинами испаряемости порядка 1000—1200 мм/год и более (пустынные и полупустынные районы). В связи с этим в естественных условиях относительно пониженные участки территории (микropонижения рельефа, днища бессточных впадин, прибрежные участки и т. д.) с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1,0—3,0 м, в ряде случаев — глубже являются областями формирования *интенсивной разгрузки грунтовых вод испарением*, к которым направлен грунтовый сток с обширных прилегающих территорий. При этом другие виды разгрузки грунтовых вод (источники, разгрузка в русла рек и др.) могут иметь резко подчиненное значение или вообще отсутствовать.

На орошаемых площадях аридной зоны с низкой естественной дренированностью и глубинами залегания уровня грунтовых вод до 1,0—3,0 м величина разгрузки грунтовых вод за счет испарения и транспирации изменяется в среднем от 100—300 мм/год (степная зона) до 400—900 мм/год и более в пустынных и полупустынных районах. При этом разгрузка грунтовых вод испарением и транспирацией составляет в ряде случаев до 50—60% и более от их суммарной разгрузки (дренажный сток плюс испарение и транспирация) (Кац, Шестаков, 1981).

Режим грунтовых вод аридных территорий в связи с относительно большими глубинами залегания и малыми величинами инфильтрационно-конденсационного питания является в целом более стабильным, чем в районах с гумидным климатом (см. гл. 7). Исключение составляют участки с формированием интенсивного питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностного стока, относительно пониженные, слабодренируемые территории с глубинами залегания уровня грунтовых вод до 1,0—5,0 м, а также территории, где режим грунтовых вод формируется под определяющим воздействием антропогенных факторов (орошение, эксплуатация и др.).

На участках интенсивного питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностного стока рек и временных водотоков (предгорные равнины, межгорные впадины, конуса выноса, участки распространения с поверхности интенсивно-трещиноватых и закарстованных пород и т. д.) гидродинамический режим грунтовых вод связан с условиями формирования и величинами фильтрационных потерь руслового стока. Изменение величины фильтрационного поглощения руслового стока по сезонам года и в годы различной водности (см. рис. 13.2) определяет периоды и абсолютные величины подъема уровня грунтовых вод на участках их интенсивного питания. По данным исследований, на предгорных равнинах Казахстана (Ахмедсафин, Шлыгина, 1978) величины подъема уровня в периоды интенсивного фильтрационного питания могут достигать 5—7 м и более. Соответствующее снижение

уровня происходит в периоды отсутствия или резкого уменьшения величин питания. С удалением от участков интенсивного питания, как правило, происходит резкое уменьшение амплитуд сезонных и годовых колебаний уровня грунтовых вод. В периоды формирования интенсивного питания и подъема уровня наблюдаются соответствующие изменения температуры грунтовых вод и слабовыраженные изменения минерализации и содержания некоторых химических компонентов.

На пониженных участках территории с глубинами залегания грунтовых вод до 1,0—5,0 м формирование режима их уровней определяется главным образом соотношением величин испарения, местного инфильтрационного питания и притока со стороны в различные сезоны года (см. гл. 7). Подъемы уровня грунтовых вод связаны здесь с периодами отсутствия или резким уменьшением разгрузки грунтовых вод испарением (осенне-зимний период в условиях аридной зоны СССР). Величины подъема уровня определяются интенсивностью притока грунтовых вод со смежных участков, возможной разгрузкой напорных вод из нижележащих горизонтов и величинами местного инфильтрационного питания (инфильтрации осадков осеннего периода, период весеннего снеготаяния и др.). В зависимости от распределения указанных составляющих во времени и их значений величины подъема уровня грунтовых вод, а также закономерности его внутригодовых и многолетних изменений могут быть существенно различными. Относительное снижение уровня грунтовых вод наблюдается, как правило, в периоды максимальных расходов на испарение и отсутствия местного инфильтрационного питания (летний период в условиях аридной зоны СССР).

Закономерности температурного режима грунтовых вод определяются в этом случае главным образом глубиной залегания уровня грунтовых вод и изменениями (сезонные, годовые и др.) температуры воздуха (см. гл. 7). Закономерности гидрогеохимического режима грунтовых вод могут быть существенно различными в зависимости от их минерализации, химического состава, интенсивности процессов континентального засоления и др.

На *орошаемых* территориях аридной зоны формирование режима грунтовых вод в решающей степени связано с величинами и режимом водоподачи, строением верхней части гидрогеологического разреза, условиями естественного и искусственного дренирования орошаемых массивов и др. (Кац, Шестаков, 1981).

В первый период после начала орошения изменения естественного режима грунтовых вод связаны с общим подъемом их уровня, величины которого в первый год действия оросительной системы могут достигать 2,0—3,0 м/год и более. В дальнейшем на действующей оросительной системе закономерности изменения уровня грунтовых вод определяются главным образом режимом водоподачи, положением участков относительно ирригационных каналов и поливных площадей, условиями формирования и вели-

чинами фильтрационных потерь из магистральной и распределительной сети, условиями разгрузки грунтовых вод испарением, действием коллекторно-дренажной сети и др. (рис. 13.6). Данные, приведенные на рис. 13.6, показывают, что в зоне влияния ирригационных каналов при формировании значительных фильтрационных потерь подъем уровня грунтовых вод происходит достаточно быстро после начала подачи воды (май). Высокое положение уровня сохраняется в течение всего летнего и осеннего периодов. Снижение уровня грунтовых вод, практически до первоначальных значений, происходит также достаточно быстро и связано с прекращением водоподдачи (декабрь—апрель) (см. рис. 13.6, а). Непосредственно на орошаемых площадях подъем уровня грунтовых вод происходит в весенне-летний период с достижением максимальных значений в июне—июле и последующим постепенным снижением уровня (см. рис. 13.6, б). На орошаемых площадях в зоне интенсивного влияния кол-

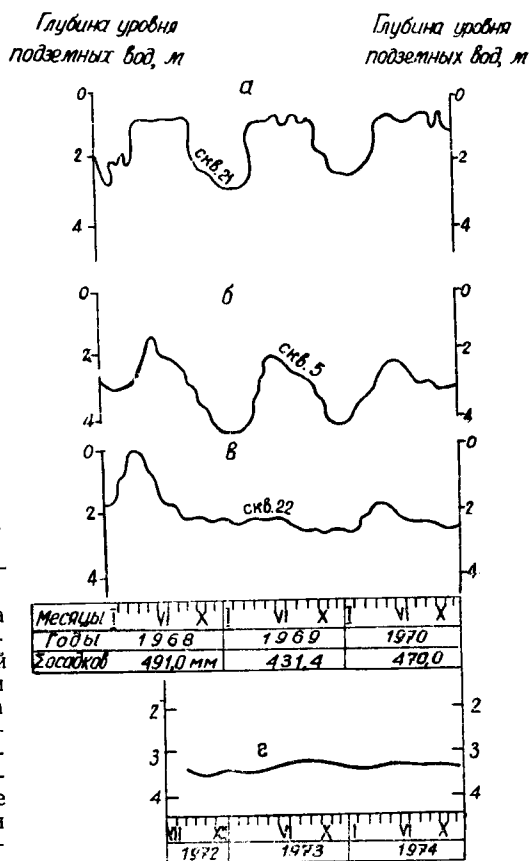


Рис. 13.6. Графики режима уровней подземных вод Богоевско-Садковской оросительной системы (по Д. М. Кацу и В. М. Шестакову): а — зона влияния магистрального оросительного канала; б — орошаемые земли; в — естественные условия (неорошаемые земли); г — орошаемые земли в зоне влияния коллекторно-дренажной сети

лекторно-дренажной сети подъем уровня грунтовых вод при поливах выражен весьма слабо (см. рис. 13.6, г). Формирование гидротермического и гидрогеохимического режима грунтовых вод связано в этом случае с режимом водоподдачи и интенсивностью разгрузки грунтовых вод испарением в зависимости от глубины залегания их уровня.

13.2. ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Формирование химического состава грунтовых вод аридных территорий связано с проявлением всей группы процессов, рассмотренных выше (см. гл. 4). Однако в связи с характером природных, прежде всего климатических, условий и связанными с этим закономерностями формирования режима и баланса грунтовых вод проявление этих процессов в пределах аридных территорий характеризуется рядом специфических особенностей.

Роль процесса *выщелачивания* определяется широким и в целом неравномерным распространением в ионно-солевом комплексе почв и пород зоны аэрации аридных территорий легкорастворимых соединений типа NaCl , Na_2SO_4 , NaCO_3 , CaSO_4 и др. Повышенные в сравнении с гумидной зоной содержания легкорастворимых соединений определяются, с одной стороны, широким развитием здесь процессов испарения и континентального засоления почв и пород зоны аэрации, а с другой — медленными скоростями их растворения и выноса (так же как первично загипсованных или засоленных пород) в связи с малыми (мм/год, в редких случаях десятки мм/год) величинами инфильтрационно-конденсационного питания. Изменение (от участка к участку) степени засоленности верхней части разреза, состава ионно-солевого комплекса горных пород, а также величин и скоростей инфильтрации приводит к тому, что уже в процессе «инфильтрационного выщелачивания» возможно *формирование грунтовых вод существенно различного химического состава и минерализации*. При этом пресные подземные воды с минерализацией менее 1,0 г/л $\text{HCO}_3\text{—Ca}$, Na , $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca}$, Na и другого состава формируются главным образом на участках *интенсивного питания* грунтовых вод (зоны поглощения руслового стока рек и каналов, участки с интенсивным увлажнением за счет большого количества осадков, таяния снега, поверхностного склонового стока и др.) или на участках, где верхняя часть разреза представлена незасоленными, преимущественно высокопроницаемыми породами (галечники, гравийно-песчаные образования, интенсивно-трещиноватые или закарстованные породы и т. д.). При среднем уровне засоленности разреза и малых величинах инфильтрационно-конденсационного питания формируются грунтовые воды относительно повышенной минерализации (до 1,5—3,0 г/л и более) SO_4 , $\text{HCO}_3\text{—Na}$, Ca ; $\text{SO}_4\text{—Na}$, Ca и другого состава (Маринов и др., 1978). На участках распространения интенсивно засоленных почв и пород зоны аэрации (солончаки, солонцы, погребенные засоленные почвы, террасы соленых озер, современные морские отложения и др.) непосредственно в процессе инфильтрационно-конденсационного питания формируются преимущественно хлоридные (Cl—Na ; Cl , $\text{SO}_4\text{—Na}$ и др.) воды в основном повышенной и высокой (до 10—50 г/л и более) минерализации.

Различные сочетания перечисленных выше факторов приводят к тому, что на обширных площадях аридных территорий с есте-

Другие условия формирования химического состава, величины минерализации и типы подземных вод характерны для участков и площадей аридной зоны с неглубоким (до 1,0—5,0 м) залеганием уровня грунтовых вод, где их разгрузка осуществляется в основном путем испарения и транспирации растительностью. Интенсивная разгрузка грунтовых вод испарением приводит к засолению верхней части разреза, с чем связано образование и накопление на поверхности земли в почвенном слое и в породах зоны аэрации различных минеральных соединений, в том числе легкорастворимых (NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , MgCl_2 и др.). Типичным примером площадей с интенсивной засоленностью являются солончаки, широко распространенные на пониженных участках аридной зоны. Особенно интенсивно происходит накопление солей на участках, где в грунтовый водоносный горизонт и через него на поверхность земли разгружаются воды более глубоких горизонтов с относительно повышенной минерализацией.

Сам по себе процесс разгрузки грунтовых вод испарением не должен приводить к заметному увеличению их минерализации, так как накопление солей в этом случае происходит главным образом на границе капиллярной каймы: в породах зоны аэрации, в почвенном слое, на поверхности земли. Однако в периоды формирования на этих участках инфильтрационно-конденсационного питания (фильтрационных потерь при орошении и т. д.) происходит «вторичное» выщелачивание легкорастворимых минеральных соединений, которые с инфильтрующимися водами поступают в грунтовый водоносный горизонт. Длительное протекание процессов испарения и вторичного выщелачивания легкорастворимых соединений неизбежно приводит к засолению грунтового водоносного горизонта под солончаковыми понижениями нередко до концентрации рассолов (до 50—100 г/л и более). Химический состав грунтовых вод в этом случае может быть существенно различным: $\text{HCO}_3=\text{Na}$, Mg ; $\text{SO}_4\text{Cl}=\text{Na}$, Mg ; $\text{Cl}=\text{Na}$ однако при минерализации более 5,0 г/л дальнейшее концентрирование связано главным образом с накоплением хлоридов и сульфатов натрия и магния (Основы гидрогеологии, 1980).

Гидрогеохимический режим грунтовых вод на участках с естественным засолением связан с периодами формирования инфильтрационно-конденсационного питания и с сезонными изменениями положения уровня грунтовых вод. Поступление легкорастворимых соединений с инфильтрационными водами приводит к увеличению минерализации и изменению химического состава грунтовых вод в верхней части водоносного горизонта, которые в зависимости от структуры потока грунтовых вод на данном участке в той или иной мере могут распространяться на всю мощность водоносного горизонта и даже на нижележащие горизонты разреза (см. гл. 7).

В периоды подъема уровня грунтовых вод изменение их состава и минерализации в верхней части водоносного горизонта связано с выщелачиванием легкорастворимых соединений, накоп-

ливающихся при низком положении уровня выше границы капиллярной каймы, и процессами ионного обмена между грунтовыми водами и породами зоны аэрации.

На *орошаемых* площадях аридной зоны в первый период после начала орошения и связанного с этим общего подъема уровня грунтовых вод формирование химического состава и минерализации подземных вод определяется процессами растворения солей, содержащихся в породах зоны аэрации (обводнение пород зоны аэрации при подъеме уровня грунтовых вод и фильтрации оросительных вод), а также процессами ионного обмена. Это, как правило, приводит к относительному увеличению минерализации грунтовых вод. Анионный состав грунтовых вод в зависимости от ионно-солевого комплекса пород зоны аэрации может быть различным, а изменение их катионного состава связано в этом случае преимущественно с увеличением относительного содержания иона натрия (см. гл. 4).

В дальнейшем при эксплуатации оросительных систем процессы формирования химического состава и минерализации грунтовых вод определяются глубиной залегания их уровня. При значительных (5,0—6,0 м и более) глубинах залегания уровня солевой баланс грунтового водоносного горизонта определяется только составом и минерализацией оросительных вод, процессами выщелачивания и обмена в породах зоны аэрации (роль этих процессов постепенно уменьшается при эксплуатации оросительной системы) и выносом растворенных веществ грунтовым потоком. При использовании для орошения относительно маломинерализованных вод в общем случае происходят постепенное уменьшение минерализации и соответствующие изменения химического состава грунтовых вод.

При неглубоком (менее 5,0 м) залегании уровня грунтовых вод формирование их химического состава и минерализации определяется соотношением величин питания и разгрузки путем испарения. На слабодренлируемых орошаемых массивах с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1—2 м интенсивная разгрузка грунтовых вод испарением с течением времени (в отдельных случаях достаточно быстро) приводит к развитию процессов вторичного засоления пород зоны аэрации и почвенного слоя и формированию минерализованных вод сульфатного, хлоридно-сульфатного, преимущественно натриевого и магний-натриевого состава.

Рассоление почвенного слоя, с чем связана возможность дальнейшего сельскохозяйственного использования вторично засоляющихся земель, происходит в процессе орошения, в частности при проведении специальных, так называемых «промывных поливов», расходы которых при промывах сильнозасоленных земель достигают 10—20 тыс. м³/ч и более (Кац, Шестаков, 1981). Основной расходной статьей солевого баланса грунтовых вод в этих условиях является вынос солей с дренажным стоком.

Сброс дренажных вод, имеющих относительно повышенную минерализацию, как правило, более 1,0 г/л, содержащих компоненты минеральных удобрений, химические вещества, используемые для борьбы с сорняками и сельскохозяйственными вредителями, в реки, озера, бессточные впадины и т. д. (см. рис. 13.4) обычно приводит к прогрессирующему загрязнению поверхностных и грунтовых вод.

Рассмотренные выше общие закономерности формирования подземных вод аридных территорий характерны главным образом для грунтового водоносного горизонта, залегающего первым от поверхности земли. Более глубоко залегающие подземные воды относительно меньше зависят от комплекса ландшафтно-климатических условий аридных территорий, и в общем случае такая зависимость резко уменьшается с увеличением глубины залегания подземных вод. Однако для межпластовых водоносных горизонтов первого гидрогеологического этажа артезианских бассейнов платформенного типа, межгорных бассейнов, а также трещинно-жильных и пластово-трещинных вод верхней части разреза складчатых областей аридной зоны условия формирования и распределения величин современного питания, структуры потоков подземных вод, условия их разгрузки, гидрогеохимическая зональность разреза (см. гл. 7—9) в той или иной мере всегда связаны с рассмотренными выше общими закономерностями формирования грунтовых вод этой зоны.

Часть IV

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

История жизни и развития человеческого общества в определенной мере может рассматриваться как история интенсивно развивающегося хозяйственного использования (потребления) природных ресурсов Земли. Важнейшим видом природных ресурсов, без которых невозможны не только жизнь человеческого общества, но и существование жизни на планете, являются природные воды. Оценивая существующую и перспективную потребность тех или иных регионов планеты в водных ресурсах, мы обычно имеем в виду использование их для организации различных видов водоснабжения. Однако значение подземных вод в жизни человеческого общества не ограничивается только нуждами водоснабжения, поскольку они используются как комплексное полезное ископаемое: в лечебных целях, в качестве сырьевых и термоэнергетических ресурсов.

Мысль об исключительной роли подземных вод в жизни человеческого общества предельно четко сформулировал академик А. П. Карпинский, сказав, что «...нет более драгоценного ископаемого как вода» (1931).

Виды хозяйственного использования подземных вод в настоящее время определяются главным образом величиной их минерализации, компонентным (химическим) составом и температурой.

В соответствии с видом хозяйственного использования все подземные воды подразделяются на пресные (слабоминерализованные), используемые для организации хозяйственно-питьевого водоснабжения и сельскохозяйственного орошения (*питьевые, технические, оросительные*); минеральные лечебные воды, применяемые для организации санаторно-курортного лечения или в качестве лечебных и столовых; минеральные промышленные, являющиеся сырьем для получения промышленно-ценных компонентов (гидроминеральное сырье); термальные или термоэнергетические, используемые в качестве источника получения тепловой энергии.

По аналогии с другими видами полезных ископаемых в гидрогеологии широко используется понятие «*месторождение подземных вод*», под которым следует понимать балансово-гидродинамический элемент подземной гидросферы, в пределах которого

возможно получение (отбор) подземных вод определенного состава и качества в количестве, достаточном для их экономически целесообразного использования.

В качестве балансово-гидродинамического элемента в этом случае рассматривается (см. гл. 6) *любым образом ограниченный* элемент подземной гидросферы, т. е. границами месторождения в отличие от гидрогеологического района могут являться не только естественные границы того или иного вида, но и условные (расчетные) балансово-гидродинамические границы.

Содержание понятия «месторождение подземных вод» в определенной мере отражает специфику полезного ископаемого «подземная вода». В соответствии с этим понятием запасы подземных вод (так называемые эксплуатационные запасы) определяются не объемом воды, содержащимся в рассматриваемом элементе подземной гидросферы, а тем количеством подземных вод, которое *может быть получено* при эксплуатации месторождения. В расчете на весь период эксплуатации запасы подземных вод месторождения в зависимости от его типа, гидродинамических условий и других параметров могут быть меньше или больше объема воды, содержащегося в данном элементе подземной гидросферы. Это связано с тем, что в отличие от всех других видов ископаемых, подземные воды обладают уникальным свойством — *возобновляемостью*. Характеризуя эту особенность подземных вод, Ф. П. Саваренский сформулировал принципиально важное положение о том, что *запасы подземных вод являются неисчерпаемыми в пределах их возобновления*. Понятие «воды различного состава и качества» определяется величиной минерализации, составом и содержанием тех или иных химических компонентов, температурой воды и других факторов, что определяет различные виды подземных вод по условиям их использования.

В определении месторождение подземных вод принципиально важным являются также понятия «*экономическая целесообразность*» (А. М. Овчинников) и «*техническая рациональность*» их использования. Эти очень емкие по своему содержанию понятия определяют тот факт, что в качестве месторождения подземных вод не может рассматриваться любой элемент подземной гидросферы, содержащий подземные воды определенного состава и качества. Подземные воды того или иного состава и качества распространены повсеместно и могут быть встречены в виде источников, при проходке глубоких скважин и других горных выработок практически в любой точке планеты. Однако в одних случаях *состав и качество* воды не будут соответствовать имеющейся потребности, в других количество воды (возможный отбор) будет меньше объемов, необходимых для потребления, в третьих эксплуатация подземных вод будет экономически нецелесообразна в связи с современными техническими возможностями извлечения подземных вод или значительной удаленностью возможного участка эксплуатации от потребителя и др. Во всех этих случаях такие скопления подземных вод по существующим требованиям

не будут рассматриваться как месторождения. Отсюда становится ясным, что понятие «месторождения подземных вод» является в настоящее время в определенной мере условным. Помимо этих общих вопросов условия формирования и типы месторождений подземных вод, закономерности их распространения, запасы подземных вод существенно различны в зависимости от вида подземных вод по возможности их хозяйственного использования.

Глава 14

РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО НАЗНАЧЕНИЯ

В качестве подземных вод хозяйственно-питьевого назначения могут рассматриваться пресные (с минерализацией менее 1,0 г/л) и в определенных случаях слабоминерализованные (до 2,0—3,0 г/л и более) подземные воды, используемые для питьевого и коммунального водоснабжения населенных пунктов, водоснабжения промышленных предприятий и сельскохозяйственных объектов, а также для орошения (питьевые, технические и оросительные воды).

Состав и качество подземных вод хозяйственно-питьевого назначения, как правило, жестко определяются соответствующими нормативными требованиями и ГОСТами (табл. 14.1).

В дополнение к содержанию минеральных веществ ГОСТом на питьевые воды определяются также их *бактериальный* состав и так называемые *органолептические* свойства (вкус, цвет, запах), связанные с содержанием и составом органических веществ, а также ряда минеральных соединений. Во всех случаях безусловным являются ограничения содержания (отсутствие) в питьевых водах химических веществ и соединений, вредных для организма человека.

Требования к составу и качеству подземных вод, используемых для технического водоснабжения и орошения, также определяются ГОСТами и ведомственными нормативами, которые в зависимости от конкретного назначения (технология промышленного производства, вид сельскохозяйственной культуры и др.) могут быть существенно различными.

В условиях современной хозяйственной деятельности, особенно в промышленно развитых странах, человек потребляет колоссальные объемы пресных вод, причем во второй половине XX в. в связи с развитием промышленности, коммунального хозяйства

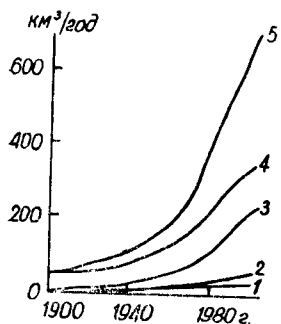


Рис. 14.1. Рост водопотребления в СССР (по И. А. Шикломанову): 1 — водохранилища; 2 — коммунальное хозяйство; 3 — промышленность; 4 — сельское хозяйство; 5 — общее

и сельскохозяйственного орошения рост водопотребления осуществляется чрезвычайно быстрыми темпами (рис. 14.1).

Таблица 14.1

Нормативы качества питьевых вод (ГОСТ 2874—82)

Показатели качества воды		Норматив, не более
Группа	наименование	
Микробиологические	Число микроорганизмов в 1 мл Число бактерий—кишечной палочки в 1 мл (коли-индекс)	100 3
Токсикологические	Алюминий остаточный	0,5 мг/л
	Бериллий	0,0002
	Молибден	0,25
	Мышьяк	0,05
	Нитраты	45,0
	Свинец	0,03
	Селен	0,001
	Стронций	7,0
	Фтор для различных климатических районов	0,7—1,5
	Полиакриламид	2,0
Химические, влияющие на органолептические свойства	pH	6,0—9,0
	Железо	0,3 мг/л
	Жесткость общая	7 мг-экв
	Марганец	0,1 мг/л
	Медь (Cu^{2+})	1,0
	Цинк (Zn^{2+})	5,0
	Полифосфаты (PO_4^{3-})	3,5
	Сульфат	500
	Хлор	350
	Сухой остаток	1000
	Запах при 20° С и при нагревании до 60° С	2 балла
	Вкус и привкус при 20° С	2 балла
	Цветность	20 градусов
	Мутность по стандартной шкале	1,5 мг/л

Примечания: 1. По согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы (СЭС) допускается: сухой остаток до 1500 мг/л, общая жесткость до 10 мг-экв/л, железо до 1 мг/л, марганец до 0,5 мг/л, цветность до 35°, мутность (в паводок) до 2 мг/л. 2. Сумма концентраций хлоридов и сульфатов, выраженных в долях предельно допустимых концентраций (ПДК), не должна быть более 1. 3. Если в воде содержится несколько токсических веществ, то сумма, выраженная в долях ПДК каждого из них, не должна превышать 1. ПДК специфических химических веществ-поллютантов (загрязнителей), связанных с промышленными и сельскохозяйственными стоками, также жестко нормируются.

Данные об общих объемах различных видов природных вод гидросферы планеты приведены в гл. 2.

На территории СССР общий объем пресных подземных вод, содержащихся в руслах рек и озерах, составляет около 25 тыс. км³, при этом 23 тыс. км³ пресной воды содержится

в одном только Байкале, а средний годовой объем стока составляет 4740 км³. Суммарные запасы пресных вод, содержащихся в ледниках, достигают примерно 13 тыс. км³.

Если сравнить приведенные цифры с кривыми, показанными на рис. 14.1, создается впечатление, что существующее и перспективное водопотребление в нашей стране обеспечено ресурсами пресных вод на достаточно длительную перспективу. Однако это впечатление является обманчивым. Основная проблема состоит в том, что ресурсы пресных вод на территории СССР, так же как и в целом на территории земного шара, распространены крайне неравномерно. Так, даже приведенные выше цифры показывают, например, что практически 90% объема пресных поверхностных вод озер и рек СССР сосредоточены в оз. Байкал. Запасы пресных вод, существующие в виде льда, связаны главным образом с покровными ледниками Арктики (Новая Земля, Северная Земля и др.) и в меньшей степени (менее 10%) с высокогорными районами (Тянь-Шань, Памир, Кавказ и др.). Ежегодный годовой сток рек (4740 км³, ср. с рис. 14.1) является устойчивой (ежегодной) величиной ресурсов пресных вод, используемых для водоснабжения. Однако распределение этих объемов по территории страны является также крайне неравномерным. Более 80% общего годового стока проходит через реки бассейна Северного Ледовитого и Тихого океанов (табл. 14.2).

Таблица 14.2

Распределение среднегодового речного стока по основным бассейнам территории СССР (Кирюхин и др., 1988)

Бассейн	Общая площадь, %	Среднегодовой речной сток, %	Средняя удельная величина водо- обеспеченности, 10 ³ м ³ /год·км ²
Северного Ледовитого океана	54	63	250
Тихого океана	15	21	300
Балтийского моря	2	4	430
Черного и Азовского морей	6	3	110
Арало-Каспийский	23	9	80

Средние цифры, приведенные в таблице, дают только общее представление о водообеспеченности территории. Если исключить горные районы, в которых формируются основные объемы годового стока, большая часть территории, например, Арало-Каспийского бассейна характеризуется водообеспеченностью на уровне менее 10 тыс. м³/год·км²; бассейны Черного и Азовского морей — на уровне 10—100 тыс. м³/год·км².

Кроме резко неравномерного распределения по территории использование речного стока для организации водоснабжения лимитируется также его чрезвычайно неравномерным распределением внутри года. По многим речным бассейнам до 50—70% и

более объема годового стока проходит в относительно кратковременные (2,0—2,5 мес) периоды паводков, что резко уменьшает возможности использования речного стока для организации водоснабжения в другие периоды года. В определенной мере, но не полностью, этот недостаток устраняется созданием водохранилищ, общее число которых на территории СССР составляет более 100 тыс. с объемом воды 850 км³.

Во второй половине XX в. на территории промышленно развитых стран и районов возможности использования поверхностных вод (реки, озера), особенно для организации коммунального (питьевого) водоснабжения, резко сокращаются в связи с прогрессирующим загрязнением поверхностных вод. Наиболее интенсивно (катастрофически) происходит загрязнение малых рек и озер, расположенных на территории крупных городских агломераций, вблизи крупных промышленных предприятий, горнорудных и газонефтяных комплексов, на участках сброса дренажных вод с орошаемых земель и др. Однако в связи с этим процессы загрязнения неизбежно развиваются и в крупных речных системах с площадью водосбросов в десятки и сотни тысяч квадратных километров (крупные реки, озера, водохранилища). Немедленное устранение всех источников загрязнения поверхностных вод в пределах столь крупных территорий является практически невыполнимым. Способы очистки воды перед ее употреблением дорогостоящи и в ряде случаев недостаточно эффективны.

Причины, рассмотренные выше, определяют все более возрастающую роль ресурсов пресных подземных вод в организации хозяйственно-питьевого водоснабжения в связи с их относительно более равномерным распределением по территории, менее выраженной внутригодовой изменчивостью (в сравнении с речным стоком) и, главное, в связи с их относительно лучшей защищенностью от различных видов загрязнения.

Направление, связанное с изучением закономерностей формирования и размещения ресурсов пресных подземных вод и разработкой методических приемов их количественной оценки, является основным направлением советской научной и практической гидрогеологии. Теоретические и методические основы этого направления разработаны в 40—70-х гг. в трудах советских гидрогеологов М. Е. Альтовского, Н. Н. Биндемана, Ф. М. Бочевера, И. В. Гармонова, И. С. Зекцера, Б. И. Куделина, Ф. А. Макаренко, Н. А. Плотникова, Н. И. Плотникова, Ф. П. Саваренского, Л. С. Язвина и ряда других авторов.

При оценке и характеристике количеств подземных вод в современной советской гидрогеологической литературе используются термины «запасы» и «ресурсы». Иногда эти термины рассматриваются как синонимы, однако это неверно. Термин «ресурсы» подземных вод был введен в 30-х гг. Ф. П. Саваренским специально для того, чтобы подчеркнуть уникальные свойства полезного ископаемого «подземные воды», их *возобновляемость*. В соответствии с представлениями Ф. П. Саваренского (1934) под

термином «запасы» следует понимать *количество воды* (объем), содержащееся в рассматриваемом элементе гидросферы (водоносный горизонт, участок горизонта, месторождение и т. д.); под термином «ресурсы» — *величину их возобновления* (восполнения) в естественных условиях или в условиях эксплуатации за определенный период времени (расход).

В соответствии с существующими представлениями (Н. Н. Биндеман, Б. И. Куделин, Л. С. Язвин и др.) запасы и ресурсы подземных вод подразделяются на следующие количественные категории (рис. 14.2).

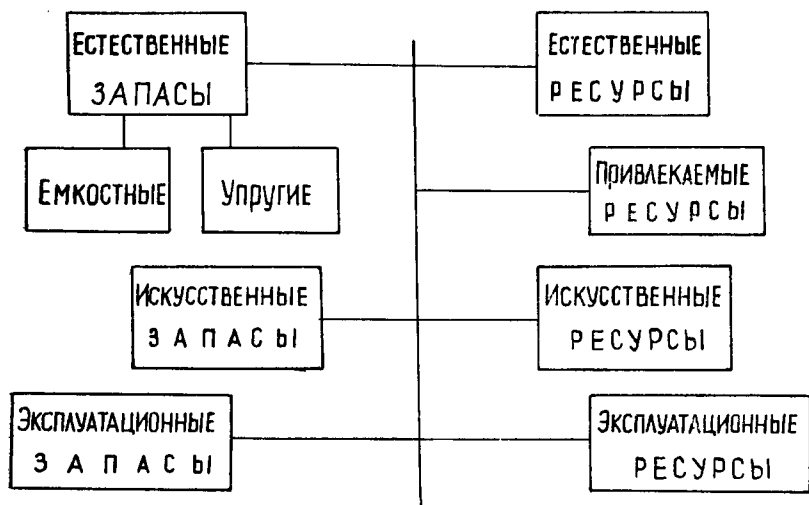


Рис. 14.2. Схема классификации «запасов» и «ресурсов» подземных вод

Естественные запасы представляют собой массу (объем) подземных вод, содержащихся в рассматриваемом элементе (пласте, участке пласта и т. д.). В свою очередь они подразделяются на так называемые емкостные запасы, определяемые тем количеством воды, которое извлекается при осушении пласта, и упругие запасы, которые формируются при снижении пьезометрического уровня (пластового давления) напорных подземных вод за счет разуплотнения воды и уплотнения пласта (см. гл. 6).

Естественные ресурсы, согласно Ф. П. Саваренскому и Б. И. Куделину и др., представляют собой обеспеченный питанием приток (восполнение) подземных вод рассматриваемого элемента, равный количеству воды, поступающему в него в единицу времени (расход) в *естественных условиях* за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек и озер, перетекания из выше- и нижележащих горизонтов, притока со смежных

участков. Таким образом, они могут быть определены как сумма приходных элементов водного баланса (см. гл. 4) водоносного горизонта (месторождения и др.) в естественных условиях.

Привлекаемые ресурсы определяются увеличением питания подземных вод рассматриваемого элемента в *условиях эксплуатации* за счет возникновения или усиления фильтрации из рек и озер, перетеканием из смежных горизонтов и др.

Особыми категориями, характерными только для полезного ископаемого «подземная вода», являются искусственные запасы и ресурсы. Под искусственными запасами понимается масса (объем) подземных вод в пласте, сформировавшаяся в результате орошения, подпора от водохранилищ или фильтрации из них, а также за счет искусственного обводнения (насыщения) проницаемых горных пород, так называемое *магазинирование* подземных вод. Искусственные ресурсы определяются количеством воды (восполнением), поступающим в водоносный горизонт (месторождение и др.) за счет фильтрации из каналов и водохранилищ, в результате орошения, а также за счет проведения *специальных мероприятий* по искусственному питанию подземных вод.

Таким образом, формирование искусственных запасов и ресурсов подземных вод, с одной стороны, связано с проведением специальных технических мероприятий (магазинирование, искусственное питание подземных вод), а с другой — проявляется как побочный эффект в связи с проведением инженерно-хозяйственных мероприятий, не направленных специально на увеличение запасов подземных вод (создание водохранилищ, орошение и т. д.). Поскольку в современных условиях формирование дополнительных объемов воды (подъем уровня) или увеличение питания подземных вод может быть связано не только с гидротехническим строительством и орошением, но и с другими видами хозяйственной деятельности (крупное строительство, вырубка леса, распаивание целинных земель и т. д.), терминологически определение искусственных запасов и ресурсов является недостаточно строгим. Вероятно, более правильно в качестве собственно искусственных запасов и ресурсов подземных вод рассматривать только их количества, формирующиеся в результате *специальных* технических мероприятий по магазинированию и созданию искусственного питания подземных вод. Во всех других случаях правильнее использовать термин «*естественно-антропогенные*» запасы и ресурсы подземных вод, т. е. формирующиеся в естественных условиях, в той или иной мере нарушенных определенными видами хозяйственной деятельности человека.

Термины «эксплуатационные запасы» и «эксплуатационные ресурсы» рассматриваются в настоящее время обычно как синонимы. В соответствии с действующей Инструкцией Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР (ГКЗ СССР) под эксплуатационными запасами понимается «...количество (расход, м³/сут) подземных

вод, которое может быть получено на месторождении с помощью рациональных в технико-экономическом отношении водозаборных сооружений при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям целевого использования ее в народном хозяйстве в течение расчетного срока водопотребления».

При этом для водозаборов на пресные воды, используемые для организации хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и народнохозяйственных объектов, расчетный срок водопотребления составляет обычно 25—30 лет. В особых случаях для важнейших народнохозяйственных объектов срок водопотребления может приниматься *неограниченным*. Для временных водозаборов сроки устанавливаются в соответствии с проектным заданием. Основным требованием к режиму эксплуатации, при условии сохранения расчетной производительности водозабора, является ограничение величины понижения уровня подземных вод при эксплуатации значением так называемого допустимого (расчетного) понижения уровня. При эксплуатации безнапорных водоносных горизонтов со свободной поверхностью величина допустимого при эксплуатации понижения уровня, как правило, принимается не более 0,7 м мощности водоносного горизонта. При эксплуатации напорных водоносных горизонтов величина допустимого понижения принимается обычно равной высоте столба воды над кровлей водоносного пласта с учетом возможностей технических средств, которые будут использоваться при эксплуатации. В современных условиях при эксплуатации крупных водозаборов возможен также ряд экологических требований, связанных с ограничениями понижения уровней грунтовых вод в зоне влияния водозабора, оценками ущерба речному стоку района и др. Качество воды в течение всего срока эксплуатации должно соответствовать ГОСТу или принятому нормативу.

Величина эксплуатационных запасов подземных вод месторождения, по сути дела, представляет собой *производительность водозабора* с размерностью $\text{м}^3/\text{сут}$ (расход). Поэтому строго она не соответствует рассмотренному выше понятию «запасы» (правильнее — эксплуатационные ресурсы). Однако в силу существующих традиций и по аналогии с другими видами полезных ископаемых при характеристике эксплуатационных возможностей месторождений подземных вод, их оценке и утверждении в ГКЗ СССР используется термин «эксплуатационные запасы». Термин «эксплуатационные ресурсы» в настоящее время используется главным образом при оценке и характеристике прогнозных региональных запасов (?) подземных вод. Тем самым понятие «эксплуатационные ресурсы» подземных вод является как бы излишним, что вносит даже некоторую терминологическую путаницу. В то же время, если вернуться к строгому определению понятий «запасы» и «ресурсы» подземных вод, данному Ф. П. Саваренским (1934), наиболее целесообразно понимать под термином «эксплуатационные ресурсы» *обеспеченную в водном балансе*

данного месторождения величину возобновления (восполнения, питания) его запасов в условиях эксплуатации. Тем самым эксплуатационные ресурсы подземных вод будут характеризовать сумму приходных статей водного баланса месторождения (суммарно: естественные, привлекаемые и искусственные ресурсы) в условиях его эксплуатации.

Тогда каждое месторождение подземных вод может быть охарактеризовано двумя величинами: *эксплуатационными запасами*, представляющими собой производительность конкретного водозабора в расчете на весь срок эксплуатации, и *эксплуатационными ресурсами*, характеризующими (суммарно) восполнение запасов подземных вод месторождения в условиях его эксплуатации.

Несомненно, что при решении конкретных вопросов использования подземных вод для нужд народного хозяйства основное значение имеет оценка эксплуатационных запасов подземных вод. Только величина эксплуатационных запасов позволяет судить о возможности и целесообразности использования подземных вод (Гидрогеология СССР, т. 3, с. 15). Однако неверно считать, что оценка других категорий запасов и ресурсов представляет только «определенный интерес» для определения отдельных источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод и для количественной характеристики водоносных горизонтов и структур в естественных условиях.

При современных масштабах эксплуатации подземных вод оценка балансовой структуры эксплуатационных запасов месторождения является необходимой: во-первых, для правильного обоснования методики разведки месторождения и обоснования фильтрационных расчетных схем, во-вторых, для прогноза изменения качества подземных вод при эксплуатации, поскольку различные источники восполнения запасов могут характеризоваться различным качественным составом, и, в-третьих, в связи с необходимостью оценки экологических последствий эксплуатации месторождения подземных вод за счет ее влияния на условия формирования и структуру водного баланса района.

В общем виде эксплуатационные запасы месторождения подземных вод связаны с другими категориями запасов и ресурсов следующим балансовым уравнением:

$$Q_3 = \alpha_1 Q_e + \alpha_2 \frac{V_e}{t} + \alpha_3 Q_{и} + \alpha_4 \frac{V_{и}}{t} + Q_{пр}, \quad (14.1)$$

где Q_3 — эксплуатационные запасы подземных вод; Q_e и $Q_{и}$ — соответственно естественные и искусственные ресурсы; V_e и $V_{и}$ — соответственно естественные и искусственные запасы; $Q_{пр}$ — привлекаемые ресурсы; t — срок эксплуатации; $\alpha_1, \alpha_2 \dots$ — коэффициенты использования («извлечения») соответствующих категорий запасов и ресурсов подземных вод.

Анализ приведенного балансового уравнения показывает, что при отсутствии возобновления (Q_e ; Q_n ; $Q_{пр}$) эксплуатационные запасы подземных вод месторождения *всегда являются конечными*, так как величины, характеризующие естественные и искусственные запасы (V_e ; V_n), стремятся к 0 при $t \rightarrow \infty$. И наоборот, при $Q_z \leq Q_e + Q_n + Q_{пр}$ в соответствии с определением Ф. П. Саваренского «...запасы подземных вод являются неисчерпаемыми в пределах их возобновления».

Соотношение различных категорий «запасов» и «ресурсов» подземных вод и их роль в формировании основной категории — «эксплуатационные запасы» характеризуются в настоящее время понятием *балансовая структура (источники формирования) эксплуатационных запасов подземных вод* (Штенгелов, 1988; и др.).

Вид балансовой структуры запасов определяется главным образом типом месторождения подземных вод и условиями связи эксплуатируемого водоносного горизонта с участками инфильтрационного питания, поверхностными водами и смежными (непосредственно неэксплуатируемыми) водоносными горизонтами. Кроме того, для многих типов месторождений подземных вод балансовая структура эксплуатационных запасов (водоотбора) существенно изменяется в процессе эксплуатации, что определяет значительные сложности ее прогноза на весь срок работы водозаборов.

Основные типы месторождений пресных подземных вод. В качестве основных предпосылок наличия месторождения подземных вод хозяйственно-питьевого назначения обычно рассматриваются:

1. Наличие пресных или слабосоленоватых подземных вод, соответствующих по качеству ГОСТам на питьевые воды или конкретным нормативам для вод хозяйственного назначения.

2. Наличие водоносных (водовмещающих) пород с относительно (в сравнении с соседними участками) высокими значениями емкостных и фильтрационных свойств, что обеспечивает формирование определенного объема запасов подземных вод и возможности их отбора рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями (разного типа) в количествах, достаточных для удовлетворения существующей потребности.

3. Наличие благоприятных условий формирования инфильтрационного питания подземных вод продуктивного водоносного горизонта, возможного притока из смежных пластов или участков территорий, фильтрации из рек и т. д., что определяет благоприятные условия формирования восполнения запасов в естественных условиях и в условиях эксплуатации.

4. Наличие потребителя (заявленной потребности) на расстоянии, обеспечивающем экономически рациональную эксплуатацию месторождения.

Разработка «Учения о типах месторождений подземных вод» выполнена в трудах крупных советских гидрогеологов Н. И. Плотнокова, Л. С. Язвина, Б. В. Боровского и др. При некоторых различиях в существующих типизациях в качестве основных типов

месторождений подземных вод хозяйственно-питьевого назначения в настоящее время обычно рассматриваются месторождения: 1) подземных вод в речных долинах; 2) артезианских бассейнов платформенного типа; 3) артезианских бассейнов межгорных впадин и конусов выноса; 4) ограниченных по площади структур и массивов трещиноватых или карстующих пород и потоков трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений; 5) грунтовых вод песчаных массивов; 6) межморенных отложений; 7) подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород.

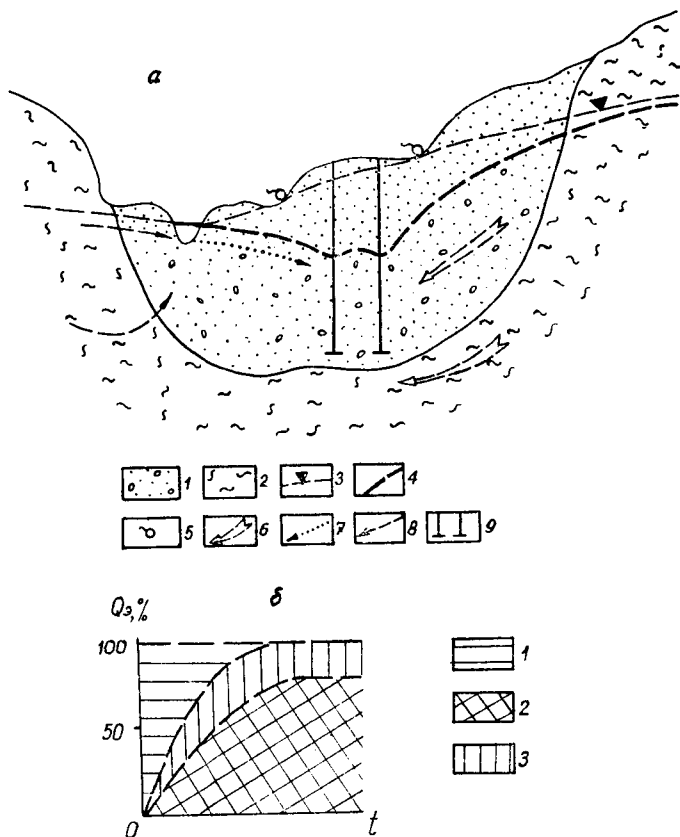


Рис. 14.3. Месторождение подземных вод в речной долине: а — гидрогеологический разрез месторождения: 1 — рыхлые аллювиальные отложения; 2 — коренные породы; 3 — уровень грунтовых вод в естественных условиях; 4 — то же, при эксплуатации; 5 — источники; 6 — естественный поток подземных вод, «инверсируемый» водозаборным сооружением; 7 — приток из реки; 8 — разгрузка грунтовых вод в реку, сохраняющаяся и при эксплуатации водозабора; 9 — водозаборные скважины; б — типовая структура эксплуатационного водозабора: 1 — естественные запасы; 2 — инверсия естественной разгрузки; 3 — привлекаемые ресурсы

Месторождения подземных вод в речных долинах могут быть связаны как с рыхлыми аллювиальными отложениями, так и с коренными породами разного состава, непосредственно вскрываемыми руслом реки (рис. 14.3). Во втором случае подземные воды месторождения (продуктивный горизонт) могут быть изолированы от русла реки и верхнего аллювиального горизонта относительно выдержанными слоями слабопроницаемых пород. В качестве самостоятельного подтипа месторождений рассматриваются обычно месторождения древних погребенных долин, не связанные непосредственно с современной гидрографической сетью.

В крупных речных долинах с постоянным речным стоком, расходы которого даже в маловодные периоды значительно превышают производительность водозабора, структура эксплуатационных запасов месторождений этого типа формируется главным образом за счет привлечения поверхностного стока и «перехвата» (инверсии) естественной разгрузки подземных вод (естественные ресурсы). В связи с этим при поисках таких месторождений одним из важнейших показателей является наличие участков со значительными расходами русловой или родниковой разгрузки в естественных условиях (см. рис. 14.3).

В других случаях (реки с периодическим стоком, малыми расходами и т. д.) в маловодные годы или в межень формирование эксплуатационных запасов месторождений происходит главным образом за счет сработки естественных запасов (осушение аллювиального горизонта), а восполнение запасов осуществляется в многоводные годы и в периоды речных паводков.

В зависимости от фильтрационных свойств и мощности водовмещающих пород, условий связи с руслами рек, удельных ($\text{м}^3/\text{сут} \cdot \text{км}$) величин разгрузки естественного потока и некоторых других факторов эксплуатационные запасы месторождений этого типа изменяются в широких пределах, достигая 100—150 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$ и более (Гидрогеология СССР, св. т. 3, 1977).

Месторождения артезианских бассейнов платформенного типа всегда связаны с водоносными горизонтами напорных межпластовых подземных вод (см. гл. 10). Водовмещающими являются рыхлые или литифицированные трещиноватые, а также карстующиеся осадочные породы (рис. 14.4). Структура эксплуатационных запасов в зависимости от условий залегания продуктивного горизонта и строения гидрогеологического разреза определяется главным образом упругими запасами межпластовых вод и перетеканием (привлекаемые ресурсы) из смежных, главным образом вышележащих, водоносных горизонтов (см. рис. 14.4, б). Наличие в условиях эксплуатации значительного перетока из нижележащих водоносных горизонтов нередко приводит к нежелательным изменениям минерализации и химического состава подземных вод продуктивного горизонта. В пределах участков интенсивной естественной разгрузки напорных вод (речные долины, глубокие озерные котловины и др.) значительная часть эксплуа-

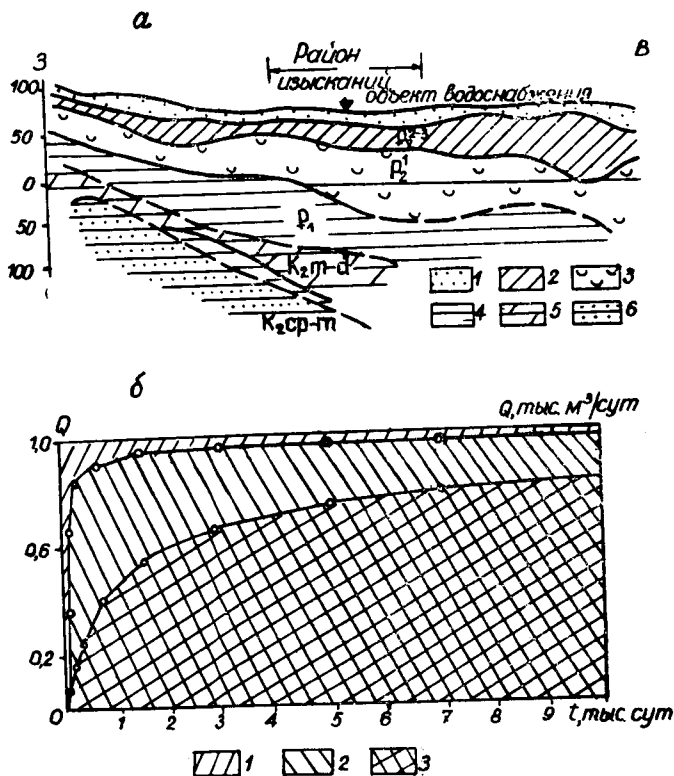


Рис. 14.4 Месторождение подземных вод в артезианском бассейне платформенного типа (по Р. С. Штенгелову): а — гидрогеологический разрез месторождения: 1 — аллювиальные отложения; 2 — диатомиты (диатомовые глины); 3 — трещиноватые опоки (продуктивный горизонт); 4 — глины; 5 — мергели; 6 — песчаники, алевролиты; б — прогнозная балансовая структура эксплуатационного водоотбора: 1 — естественные (упругие) запасы нижнеэоценового горизонта; 2 — естественные запасы аллювиального горизонта; 3 — приток из реки через аллювиальный водоносный горизонт

тационного водоотбора может формироваться за счет инверсии расхода естественного потока (естественные ресурсы).

В зависимости главным образом от фильтрационных свойств отложений и условий формирования ресурсов, привлекаемых из вышележащих горизонтов, эксплуатационные запасы месторождений этого типа достигают 10—50 тыс. $m^3/сут$, для особо крупных месторождений — до 100 тыс. $m^3/сут$ и более (Гидрогеология СССР, св. т. 3, 1977).

Наиболее крупные месторождения пресных подземных вод в платформенных бассейнах связаны, как правило, с районами, где верхняя часть гидрогеологического разреза представлена интен-

сивно трещиноватыми и закарстованными карбонатными породами различного возраста (Московский, Волго-Камский, Северо-Двинский бассейны и др.).

Месторождения подземных вод артезианских бассейнов межгорных впадин и конусов выноса связаны обычно с рыхлыми, слабо отсортированными аллювиально-пролювиальными толщами четвертичного и неоген-четвертичного возраста (см. гл. 11). Значительные удельные расходы естественных потоков и наличие участков интенсивной разгрузки путем родникового стока или испарением (см. рис. 11.2, 11.3) определяют формирование структуры эксплуатационных запасов подземных вод главным образом за счет естественных ресурсов (рис. 14.5). В определенных случаях значительная часть эксплуа-

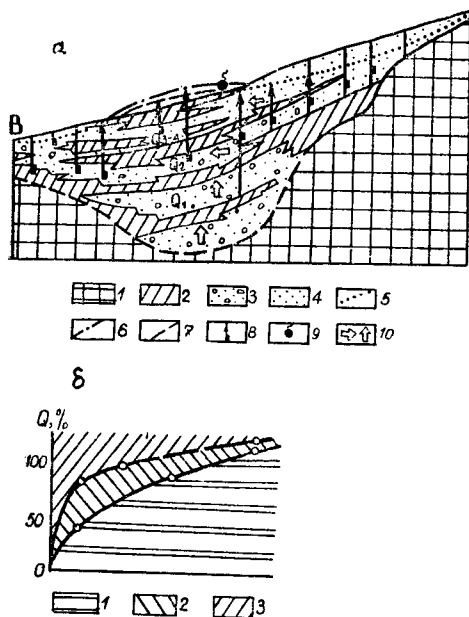


Рис. 14.5. Месторождение подземных вод во внутридолинном конусе выноса (по Р. М. Никитину, 1988): а — гидрогеологический разрез месторождения: 1 — дочетвертичные отложения; 2 — суглинки; 3 — пески с валунно-галечниковыми образованиями; 4 — пески; 5—7 — уровни подземных вод (5 — свободный, 6 — напорный в верхнем пласте, 7 — напорный в среднем пласте); 8 — напор в скважине; 9 — родники и разгрузка в русло; 10 — направления движения подземных вод; б — прогнозная балансовая структура эксплуатационного водоотбора: 1 — естественные ресурсы; 2—3 — естественные запасы соответственно верхнего и нижнего водоносных пластов

тационного водоотбора может формироваться также за счет естественных запасов подземных вод или за счет естественно-антропогенных ресурсов (орошение). Производительность водозаборов в целом достаточно высокая. Для крупных месторождений с высокими фильтрационными свойствами водовмещающих пород и интенсивной естественной разгрузкой подземных вод — 150—200 тыс. м³/сут и более.

В центральных частях артезианских бассейнов крупных межгорных впадин условия формирования месторождений подземных вод в целом аналогичны бассейнам платформенного типа.

Месторождения ограниченных по площади структур и массивов трещиноватых или карстующихся пород

щихся пород и потоков трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений как самостоятельный тип месторождений характерны главным образом для территории складчатых областей (Урал, Казахская складчатая область и др.). Водовмещающими принципиально могут быть трещиноватые породы любого состава, однако практически всегда наиболее перспективными являются участки (структуры), сложенные интенсивно закарстованными породами. В связи с относительно невысокими емкостными свойствами трещиноватых пород и ограниченными размерами структур и трещинных зон формирование эксплуатационных запасов в месторождениях этого типа связано с использованием естественных или привлекаемых ресурсов. Эксплуатационные запасы месторождений, как правило, не превышают значений 10—20 тыс. м³/сут. Для крупных структур, сложенных интенсивно закарстованными породами или высокопроницаемыми породами другого типа (песчаники, неоген-четвертичные вулканогенные или вулканогенно-осадочные породы и др.), при благоприятных условиях формирования естественных или привлекаемых ресурсов эксплуатационные запасы месторождений этого типа могут достигать 100 тыс. м³/сут и более.

Месторождения грунтовых вод песчаных массивов подразделяются на два существенно различных подтипа: месторождения песчаных массивов пустынь и полупустынь и месторождения песчаных массивов задровых равнин. Первый подтип месторождений является специфическим, связанным в основном с линзами и ограниченными участками распространения пресных вод среди вод с относительно повышенной минерализацией (см. гл. 12).

Месторождения этого типа характеризуются, как правило, малыми величинами естественных ресурсов и при отсутствии естественно-антропогенных источников восполнения (орошение, фильтрация из каналов и т. д.) или привлекаемых ресурсов, структура эксплуатационного водоотбора формируется здесь за счет сработки естественных запасов пресных вод. Эксплуатационные запасы месторождений обычно менее 10 тыс. м³/год, в условиях интенсивного естественно-антропогенного восполнения (прирусловые и приканальные линзы пресных вод) — до 50 тыс. м³/сут.

Месторождения песчаных массивов задровых равнин и месторождения подземных вод межморенных отложений являются основными типами месторождений четвертичных отложений области ледниковой аккумуляции (кроме месторождений речных долин). В зависимости от мощности и фильтрационных свойств водовмещающих пород, условий залегания водоносных горизонтов, связи с поверхностными водами и других факторов структура и величины (до 10—50 тыс. м³/сут, в переуглубленных ледниковых долинах — до 100 тыс. м³/сут и более) эксплуатационных запасов подземных вод месторождений этих типов могут быть существенно различными.

Месторождения подземных вод областей пространства многолетнемерзлых пород изучены до настоящего времени относительно слабо. В принципе они могут быть связаны с наличием пресных подмерзлотных, межмерзлотных и надмерзлотных подземных вод (см. гл. 11) и примерно соответствовать любому из рассмотренных выше типов месторождений (вероятно, кроме месторождений в песчаных массивах пустынь). Однако во всех случаях наличие многолетнемерзлых, практически водоупорных пород и длительное сезонное промерзание поверхностных вод и вод СТС резко уменьшают возможности формирования естественных и привлекаемых ресурсов, что определяет особенности формирования структуры эксплуатационных запасов и их величину. В то же время в условиях сплошного глубокого промерзания гидрогеологических структур (см. гл. 11) собственно месторождения пресных подземных вод могут практически отсутствовать.

Как было сказано выше, при поисках и разведке месторождений подземных вод их эксплуатационные запасы должны соотноситься с так называемой «заявленной потребностью в воде».

В настоящее время для населенных пунктов с централизованным водоснабжением и канализацией расход воды для хозяйственно-питьевых целей достигает порядка 100—500 л/сут на человека. С учетом дополнительного расхода воды для нужд местной промышленности и коммунальных целей можно считать, что средняя потребность в воде для города с населением 100 тыс. человек составит величину порядка 30—50 тыс. м³/сут. Конечно, эти цифры дают только самое общее представление, поскольку они значительно меняются в зависимости от типа населенного пункта, местных климатических условий, вида промышленности и др. Тем не менее, если учитывать, что эксплуатационные запасы крупных месторождений подземных вод достигают 100—150, а в ряде случаев 500 тыс. м³/сут и более (Плотников, 1979), запасы одного крупного месторождения (при его наличии) могут обеспечить организацию хозяйственно-питьевого водоснабжения города с населением до 1 млн человек и более.

Объем и использование запасов пресных подземных вод в СССР при всей сложности их учета и неполноте данных могут быть охарактеризованы следующими цифрами. Суммарные эксплуатационные запасы пресных подземных вод территории СССР по данным на 1977 г. составляют около 10 тыс. м³/с (Гидрогеология СССР, св. том, 1977). Эта цифра в значительной мере занижена, поскольку оценка запасов была выполнена не для всей территории СССР. Из этого количества, по максимальным оценкам (Пиннекер, 1984), непосредственно используется около 2000 м³/с (63 км³/год), что составляет в среднем по стране несколько более 10% суммарного водопотребления (см. рис. 14.1). Естественно, что значение подземных вод в суммарном водопотреблении существенно различно для районов с разными климатическими условиями. Для засушливых районов с ограниченными

ресурсами поверхностных вод и районов распространения многолетнемерзлых пород с сезонно замерзающими поверхностными водами сравнительное использование подземных вод значительно более высокое. Так, для территории Среднеазиатских республик, Азербайджана и ряда других районов использование подземных вод достигает 50% и более от общих величин водопотребления.

Более чем в 50% городов страны хозяйственно-питьевое водоснабжение основано на использовании подземных вод, примерно 25% — используют совместно поверхностные и подземные воды, 15—20% — только поверхностные воды. Значительное и трудно поддающееся точному определению количество подземных вод (200—250 м³/с) используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения сельских населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов. По данным М. А. Хардикайнена и Г. А. Кругликовой (1988), по состоянию на 1982 г. из общего объема потребления подземных вод около 240 м³/с (7,6 км³/год) используется для орошения. В соответствии с данными, которые приводит Н. И. Плотиных (1979), в пределах территории СССР наиболее широко эксплуатируются месторождения подземных вод аллювиальных отложений речных долин, доля которых составляет около 60% общего объема используемых запасов пресных подземных вод, месторождения артезианских бассейнов (около 15%), конусов выноса (10%) и трещинно-карстовых вод (8%).

Анализ опыта эксплуатации подземных вод свидетельствует о том, что во всех случаях наиболее сложные задачи связаны с использованием подземных вод при больших значениях заявленной потребности, примерно на уровне 50 тыс. м³/сут и более. Это связано, во-первых, с тем, что крупные месторождения пресных подземных вод формируются только в районах с определенным типом гидрогеологических условий (см. выше). Во-вторых, разведка и оценка запасов подземных вод крупного месторождения с анализом структуры эксплуатационного водоотбора, прогнозом водоотбора и качества воды на весь расчетный срок эксплуатации и оценкой экологических последствий эксплуатации месторождения в большинстве случаев представляют достаточно сложную научно-техническую задачу, решение которой требует высокой квалификации специалистов-гидрогеологов и использования самых современных методов исследований, основанных в последнее время на широком применении ЭВМ.

Глава 15

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Минеральными в отличие от хозяйственно-питьевых называются природные¹ воды, особенности состава и свойств которых (термальность, радиоактивность, повышенные концентрации обычных и (или) наличие специфических компонентов и др.) позволяют использовать их в качестве лечебных, промышленных или теплоэнергетических. Основной особенностью химического состава минеральных вод является присутствие обычных или специфических компонентов (CO_2 , H_2S , N_2 , Br , J , B , H_4SiO_4 , Rn , Fe , As , органических веществ и многих других) в концентрациях, превышающих специально разработанные критерии. Содержащие минеральные воды элементы гидрогеологического разреза (водоносные комплексы, горизонты, зоны, участки и т. д.), по аналогии с твердыми полезными ископаемыми называют *продуктивными*. Продуктивными могут быть элементы как горно-складчатых, так и пластовых гидрогеологических систем самого различного возраста и строения, в связи с чем минеральные воды характеризуются широким разнообразием минерализации, ионного, газового состава и свойств.

Наряду с естественнонаучными проблемами (исследование условий формирования, генезиса состава, оценка водообильности и др.) при изучении минеральных вод важнейшее значение имеет обоснование рентабельности их добычи и эксплуатации, т. е. технико-экономический аспект. С этой точки зрения наиболее выгодно комплексное использование минеральных вод, напримерпутное извлечение ценных компонентов из теплоэнергетических, утилизация избыточного тепла лечебных минеральных вод и т. д. Учитывается стоимость водоприемных и перерабатывающих устройств, удаленность от пунктов потребления (переработки), наличие подъездных путей, стоимость технологических схем, в том числе очистки, охлаждения и нагрева и т. д. Таким образом, в приведенном выше определении минеральных вод подчеркивается сугубо прикладной смысл этого понятия.

Определение понятия «месторождение подземных вод» (см. гл. 14) для каждой из категорий минеральных вод имеет некоторую специфику, которая обуславливает и особенности оценки их эксплуатационных запасов.

¹ В. И. Вернадский вслед за В. М. Севергиным кроме подземных вод относит к категории минеральных воды Мирового океана и минеральных озер.

15.1. ЛЕЧЕБНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Лечебными минеральными называются воды, обладающие целебными свойствами благодаря наличию в их составе различных минеральных, органических или радиоактивных веществ, в том числе газов, в терапевтически активных концентрациях.

Источники целебных минеральных вод использовались человеком еще в глубокой древности. Первой официальной инструкцией по применению их в России следует считать «Докторские правила» Петра I, составленные им для курорта Марциальные воды в Карелии и оформленные специальным указом в 1719 г.: «Понеже Господь Бог, по своей к нам милости, здесь такую целебную воду явить благоволил (которая прежде не знаема была),... повелели мы вышеупомянутыя правила докторам написать, как оныя воды употреблять... дабы неведением вместо пользы, паче траты здоровью своему кто не принес...».

Большой вклад в изучение минеральных вод внесли ученые, начиная с М. В. Ломоносова и В. М. Севергина. Крупные работы в этой области были выполнены советскими исследователями: А. Н. Огильви, А. П. Герасимовым, А. Н. Овчинниковым, Н. Н. Славяновым, М. Г. Курловым, И. К. Зайцевым, Н. И. Толстихиным, Ф. А. Макаренко, В. В. Ивановым, Е. А. Басковым и многими другими.

К числу основных компонентов состава подземных вод, представляющих интерес для бальнеологии, относятся CO_2 св, H_2S , Fe, As, Br, J, H_4SiO_4 , Rn, органические вещества. Имеют существенное значение щелочно-кислотное состояние, температура, общее содержание растворенных компонентов, а также в связи с токсичностью повышенные концентрации некоторых ионов, в частности ряда металлов.

Разработаны нормы и критерии отнесения подземных вод к категории лечебных, т. е. нижние пределы концентраций компонентов, при которых вода начинает оказывать на организм человека лечебное воздействие, отличающееся от действия обычной питьевой воды (табл. 15.1). Одни критерии обоснованы физиологическими признаками (реакция покраснения кожи, тепловые ощущения и т. д.), другие — клиническими наблюдениями. В разных странах нормы и критерии могут различаться. На токсичные ионы, как и для питьевых вод, существуют нормативы предельно допустимых концентраций (ПДК), которые с учетом длительности потребления несколько различаются для лечебных и лечебно-столовых вод (табл. 15.2). Учитывается и коли-титр, который должен превышать 100 для купальных и 300 для лечебных питьевых вод.

В основе воздействия на организм человека вод с различными минерализацией и составом лежат, в частности, осмотические и диффузионные явления, поскольку плазма крови представляет собой хлоридный натриевый раствор, содержащий белки и другие

Таблица 15.1

Основные показатели и нормы оценки минеральных лечебных вод (по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву, 1967)

Показатели	Критерий (не менее)
Минерализации, г/л	2,0
Газонасыщенность, мл/дм ³	50
CO ₂ , г/дм ³	1,4 (купальные)
H ₂ S, мг/дм ³	0,5 (питьевые)
As, мг/дм ³	10
Fe ₂ O ₄ , мг/дм ³	0,7
Bг, мг/дм ³	20
J, мг/дм ³	25
H ₂ SiO ₃ +HSiO ₃ ⁻ , мг/дм ³	5
Rn, нКюри/дм ³	50
	5

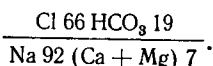
Примечание. По органическому веществу официальных критериев нет. В СССР применяют воды с концентрацией Сорп от 12 до 140 мг/дм³.

Таблица 15.2

Предельно допустимые концентрации (ПДК) некоторых токсичных и вредных веществ для питьевых минеральных вод

Компонент	ПДК, мг/дм ³	
	лечебно-столовые воды	лечебные воды
As	1,5	3,0
F	5,0	8,0
V	0,4	0,4
Hg	0,02	0,02
Pb	0,3	0,3
Sc	0,05	0,05
Cr	0,5	0,5
Ra	5·10 ⁻⁷	5·10 ⁻⁷
U	0,5	0,5
NO ₂	2,0	2,0
NO ₃	50,0	50,0
NH ₄	2,0	2,0
Органические вещества (в сумме)	10,0	30,0
Фенолы	0,001	0,001

органические вещества, с формулой ионного состава (по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву, 1967):



Общая концентрация этих ионов в крови составляет около 300 ммоль/дм³, поэтому каждая вода в зависимости от ее состава может быть «гипо-», «изо-» или «гипертонической» по отношению к плазме крови, что и определяет направление осмотических и диффузионных процессов.

В зависимости от состава изотоническими могут быть воды с минерализацией от 8,4 до 13,0 г/дм³. Воды с этой и меньшей минерализацией применяют на курортах для питья, с минерализацией 2—8 г/дм³ — в качестве лечебно-столовых, с минерализацией 10—140 г/дм³ — как купальные. При превышении этих норм вод подлежит разведению с условием сохранения кондиционности по терапевтически активным компонентам.

Температура, не являясь сама по себе бальнеологическим фактором, представляет собой важный показатель. Наиболее рентабельны воды с температурой 35—42° С, более холодные требуют подогрева, более горячие — охлаждения.

Классификация лечебных вод. Целям систематизации огромного разнообразия состава и свойств лечебных минеральных вод служит классификация В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964),

которая позволяет учесть как все бальнеологические компоненты и свойства, так и общие характеристики ионного состава, величину минерализации, щелочно-кислотное состояние и температуру минеральных вод. Особым достоинством данной классификации является четкое место каждого известного типа минеральной воды в сетке «бальнеологическая группа и газовый состав — ионный состав и минерализация», что облегчает поиск аналогов и сокращает время и стоимость клинических испытаний новых лечебных минеральных вод.

В зависимости от состава фармакологически активных компонентов и газов минеральные воды разделены на восемь основных бальнеологических групп с подгруппами по газовому составу: 1) углекислые; 2) сульфидные (CH_4 , N_2 или CO_2); 3) железистые, мышьяковистые и др. (N_2 , CO_2); 4) бромные, йодобромные и йодные¹ (N_2 , CH_4)²; 5) с повышенным содержанием органических веществ (N_2 , CH_4); 6) радоновые (N_2 , CO_2); 7) кремнистые термальные (N_2 , CH_4 , CO_2).

Краткая характеристика этих групп на примерах известных месторождений рассматривается ниже.

Восьмая группа — без специфических компонентов и свойств — включает лечебные минеральные воды, бальнеологическое действие которых определяется составом макрокомпонентов и величиной минерализации. К ней относятся московский ($\text{SO}_4\text{—Ca}$, минерализация 3,9 г/дм³), баталинский ($\text{SO}_4\text{—Na}$, минерализация 20 г/дм³), старорусский (Cl—Na , минерализация 20 г/дм³) и другие типы минеральных вод.

Месторождение минеральных вод — балансово-гидродинамический элемент подземной гидросферы, содержащий воды соответствующего кондициям состава в количестве, достаточном для их экономически рентабельного использования в лечебных целях. В отличие от пресных для минеральных лечебных вод основным фактором, определяющим их ценность и возможность использования, является наличие активных компонентов, в связи с чем месторождения лечебных вод нередко эксплуатируются, несмотря на небольшую величину запасов.

По условиям формирования и залегания, определяющим особенности состава минеральных вод и методы оценки эксплуатационных запасов, Г. С. Вартамян и Л. А. Яроцкий выделяют шесть типов месторождений: 1) пластовый — артезианских бассейнов платформенного типа; 2) пластовый — предгорных и межгорных артезианских бассейнов и склонов; 3) трещинно-жильный — горно-складчатых гидрогеологических областей; 4) гидроинжекционный (пластовый) — зон разгрузки глубоких вод в межпластовые напорные горизонты артезианских структур; 5) гидро-

¹ Традиционное наименование, принятое в бальнеологии и гидрогеологии промышленных вод. С химической точки зрения правильно «йодистые», «бромистые», «йодисто-бромистые», по Е. В. Посохову и Н. И. Толстихину (1977).

² Обнаружены и углекислые йодобромные воды.

инжекционный (грунтовый) — зон разгрузки глубоких вод в грунтовые водоносные горизонты; 6) грунтовый.

Для каждой бальнеологической группы вод выделяется несколько основных характерных типов месторождений.

При исследованиях месторождений лечебных минеральных вод кроме детального изучения особенностей ионного и газового состава особое внимание обращается на их режим и сезонную устойчивость кондиционных показателей в течение всего расчетного срока эксплуатации. Специальные гидрогеохимические данные необходимы для оценки возможного агрессивного воздействия вод на оборудование водозаборов и водопроводов, для прогноза возможного осаждения солей и «забивания» скважин с падением (иногда до нуля) их производительности. Особое внимание для лечебных вод имеет выявление участков поверхностного загрязнения и грамотное обоснование зон санитарной охраны.

При расчетах эксплуатационных ресурсов газифицируемых вод вводятся поправки на «газлифт» — явление самопроизвольного подъема к поверхности газовой смеси при откачке, для термальных вод — на температуру.

Характеристика основных бальнеологических групп

Углекислые воды — одна из наиболее широко известных бальнеологических групп лечебных минеральных вод, применяющихся как для ванн ($\text{CO}_2 > 1,4 \text{ г/дм}^3$), так и для питья ($\text{CO}_2 > 0,5 \text{ г/дм}^3$). Углекислота является активным средством воздействия на сердечно-сосудистую систему, стимулирует секреторную деятельность желудка и т. д.

Распространение подземных вод, содержащих значительные концентрации углекислоты, определяется прежде всего наличием условий для ее генерации — современных очагов термометаморфизма карбонатных пород, вулканизма, соответствующей биохимической обстановки. Поэтому месторождения углекислых вод встречаются: 1) в горно-складчатых областях кайнозойского возраста (или тектонически активизированных в кайнозое), а также в примыкающих к ним периферических частях артезианских структур; 2) в вулканогенных бассейнах; 3) в областях современного вулканизма. Месторождения лечебных углекислых вод относятся главным образом к первому и второму типам.

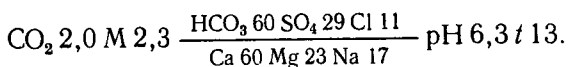
Углекислые воды характеризуются максимальной для подземных вод газонасыщенностью. Соотношение дебитов газа и воды (так называемый «газовый фактор») для них обычно составляет 1,5—5,0, но может достигать 15—20. Величина газового фактора, как правило, возрастает с глубиной. Стимулируя растворение карбонатов, углекислота способствует обогащению вод гидрокарбонат-ионом, чем активно воздействует на формирование и изменение исходного ионного состава подземных вод, поступающих в очаги ее генерации.

В настоящее время установлено около 30 типов углекислых вод — от пресных гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных до хлоридных с минерализацией 90 г/дм³.

Среди них наиболее широко применяются в бальнеологии разнообразные нарзаны (забайкальские — дарасуны, аршаны; кавказские — кисловодские, пятигорские, железноводские), а также воды типов боржоми и ессентуки. Свои названия эти минеральные воды получили от наиболее известных углекислых источников, в частности от источников уникального по запасам и разнообразию химического состава углекислых вод района Кавказских Минеральных Вод с его крупнейшими курортами: Кисловодском, Пятигорском, Железноводском и Ессентуками.

Нарзанами называют углекислые холодные или теплые пресные и слабосоленоватые воды гидрокарбонатного ($\text{SO}_4\text{—HCO}_3$, $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$), реже сульфатного, кальциевого (Na—Ca , Mg—Ca) состава:

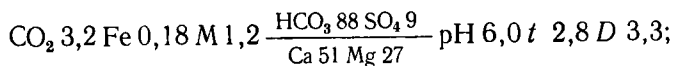
Курорт Кисловодск, источник Нарзан



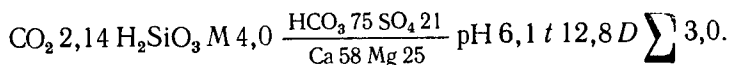
Нарзаны кисловодского типа формируются в карбонатных породах: известняках и доломитизированных известняках. Источником сульфатов является рассеянный в породах гипс. В Кисловодске нарзаны связаны с карбонатными меловыми отложениями и пестроцветной загипсованной толщей юрского возраста, залегающей на фундаменте — гранитах и кристаллических сланцах палеозоя. Углекислота поступает в воды осадочных пород из фундамента.

Близкий состав и иногда меньшую минерализацию имеют трещинно-жильные холодные воды широко известных в Сибири курортов Дарасун в Читинской области и Аршан в Бурятской АССР:

Курорт Дарасун, скв. 7/57, глуб. 200 м, песчаники, конгломераты I



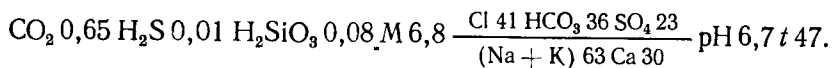
Курорт Аршан, скв. 19-К, глуб. 109 м, известняки РТ₂



Нарзанами пятигорского и железноводского типов не вполне корректно называют углекислые термальные и более минерализованные воды курортов Пятигорска и Железноводска, содержащие в ионном составе хлор и натрий, а также (в различных источниках) сероводород, железо и кремнекислоту. Эти воды имеют сложный генезис и формируются при более интен-

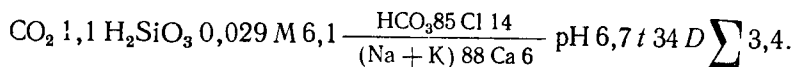
сивном воздействии процессов, свойственных зонам активного термометаморфизма (окисление сульфидов, разложение силикатов и др.), на породы с морским ионно-солевым комплексом):

Пятигорск, скв. 16, глуб. 173 м, известняки K₂



Боржом и — характерный «содовый» тип углекислых вод — получил свое название от одноименного курорта в Грузии:

Боржоми, скв. 1, глуб. 197 м, флиш P₁

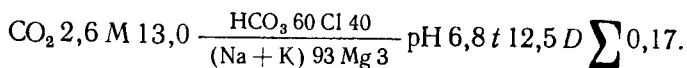


Месторождение приурочено к трещиноватым флишевым отложениям палеоцена в ядре антиклинальной складки. Формирование их состава связано с более глубокими (свыше 1400 м) частями разреза, где возможны сложные процессы термохимического разложения натриевых силикатов агрессивными углекислыми водами.

Аналогичный состав имеет вода Балейских источников в Забайкалье.

Ессентуки — так называемый «соляно-щелочной», т. е. характеризующийся приблизительно равными содержаниями гидрокарбонат- и хлор-ионов (бессульфатный), тип углекислых вод. По С. Н. Погорельскому, эти воды формируются в юрских отложениях с участием углекислых вод, поступающих из фундамента, а основными коллекторами являются трещиноватые карбонатные породы и песчаники мелового и палеогенового возраста:

Курорт Ессентуки, скв. 17, глуб. 124 м, мергели, песчаники P₁



По данным изотопных исследований, в глубоких частях разреза часть углекислоты рассмотренных типов минеральных вод может иметь «мантийный» генезис. Примером вод, содержащих в основном вулканогенные газы, являются *сероводородно-углекислые* и *азотно-углекислые* фумарольные термы областей современного вулканизма. Некоторые из них используются для лечения на Камчатке и Курильских островах. Эти воды имеют кислую (pH < 4,0) реакцию, хлоридный или сульфатный состав. Среди катионов могут преобладать различные металлы: алюминий, железо и др.

Сульфидные (сероводородные) воды. Основными бальнеологи-

ческими компонентами являются H_2S (растворенный газ)¹ и HS^- .

Сероводород — бесцветный ядовитый газ с резким запахом, ощущаемым уже при концентрации 1 мг/дм³, плотность его несколько выше плотности воздуха (1,539 г/дм³), он прекрасно растворяется в воде (см. табл. 4.6), однако фактические концентрации сероводорода в подземных водах обычно в 3—4 раза меньше его теоретической растворимости при данной температуре и редко превышают 0,3—0,4 г/дм³. Максимальные содержания H_2S известны для нефтяных вод и составляют около 20 г/дм³. Доля сероводорода в общем газовом составе сульфидных вод составляет, как правило, менее 1%, в них преобладают метан, углекислота или азот в различных соотношениях.

В присутствии воздуха сероводород неустойчив и легко разлагается с образованием сернистого газа.

Относительное содержание сероводорода и гидросульфид-иона в водах связано со щелочно-кислотными условиями: в щелочной среде преобладает HS^- ($\text{HS}^- > 90\%$ при pH 8,0), в кислой — H_2S ($\text{H}_2\text{S} > 90\%$ при pH 6,0), в нейтральной $\text{H}_2\text{S} = \text{HS}^-$.

Генезис сероводорода в подземных водах может быть различным: биохимическое или химическое (при высоких давлениях и температурах) восстановление сульфатов, магматические процессы и др. Большинство минеральных вод содержит сероводород биохимического происхождения — продукт жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий (см. разд. 4.4), развитие которых возможно лишь в строго определенных условиях. К ним относятся затрудненный водообмен, восстановительная обстановка, наличие сульфатов и органических веществ в водовмещающих породах, температуры до 70—80°С и др.

В. В. Иванов выделяет два типа гидрогеологических условий, в которых могут формироваться месторождения сульфидных вод. К первому типу относятся межпластовые водоносные горизонты артезианских бассейнов в сульфатсодержащих, обогащенных органическим веществом породах. Таковы, например, многие бассейны платформенного типа европейской части СССР (Северо-Двинский, Прибалтийский, Волго-Камский и др.), бассейны межгорного типа (впадины Средней Азии, Кавказа и др.), артезианские склоны (Сочи-Адлерский, Приазовский и др.). С этим типом гидрогеологических условий связаны сульфидные воды с наиболее высокими концентрациями сероводорода (Сочи-Мацеста, Чимшон и др.).

Из-за почти полного отсутствия сульфатсодержащих пород в артезианских бассейнах Сибири и Дальнего Востока (за исключением Ангара-Ленского) месторождений сероводородных минеральных вод в пределах этих обширных территорий практически нет.

¹ Являясь энергичным восстановителем, т. е. легко отдавая электрон, H_2S активно взаимодействует с окисленными формами белков, ферментов в человеческом организме и способствует восстановлению биоэнергетических ресурсов клеток, в том числе сердца. Сульфидные воды применяются при лечении сердечно-сосудистых, нервных, кожных и др. заболеваний.

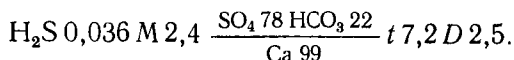
Мацеста. Источники сероводородных вод в долине р. Мацесты в районе курорта Сочи известны с глубокой древности. Месторождение приурочено к трещиноватой толще битуминозных известняков верхней юры и мела, перекрытой относительно слабопроницаемыми отложениями кайнозоя. Сульфидные воды залегают в пределах относительно изолированных в гидродинамическом отношении участков (Хоста, Кудепста, Мацеста, Мамайка) в пластах, круто падающих к морю. Минерализация сульфидных вод изменяется от 6—8 до 47 г/дм³, содержание сероводорода достигает 0,65 г/дм³, состав хлоридный натриевый, формула ионного состава воды Новая Мацеста приведена выше, в разделе 4.2. Относительно генезиса мацестинских минеральных вод существует несколько различных гипотез (инфильтрационная, морская и др.). Е. В. Посохов и Н. И. Толстихин (1977) считают, что в периферической части бассейна воды юры имеют инфильтрационный генезис, в глубоких частях разреза юры залегают древние погребенные и преобразованные морские сероводородные воды; глубокие воды меловых отложений имеют, по-видимому, смешанный генезис.

Общая сумма запасов сульфидных вод на курорте Сочи составляет более 4 тыс. м³/сут.

Второй, менее распространенный тип гидрогеологических условий, в которых формируются месторождения сульфидных вод, связан с приповерхностной частью разреза. В районах, где сульфатсодержащие породы залегают непосредственно под богатыми органикой торфяно-болотными отложениями, в восстановительной среде создается обстановка, благоприятная для формирования сульфатредуцирующих бактерий. Генерация H₂S в этом случае не столь интенсивна. Как правило, это первые десятки мг/дм³, однако ряд курортов и бальнеолечебниц (Кемери в Прибалтике, Хилово в Псковской области и др.) успешно используют эти воды.

Кемери. Под современными торфяниками болота Слокас здесь залегают гипсоносные известняки верхнего девона. Биохимическая генерация сероводорода в различных, но относительно невысоких (0,005—0,07 г/дм³) концентрациях происходит практически по всей площади контакта болотных и гипсоносных отложений при низкой температуре (7—8°С).

Состав воды (источник Парковый)

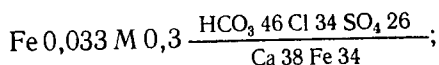


Минеральные воды с повышенным содержанием железа, мышьяка и других металлов. Железистые воды применяются для лечения железодефицитных анемий («малокровия») и в ряде случаев более эффективны, чем химические препараты. Бальнеологическим компонентом является двухвалентное железо. Миграции его способствует кислая реакция воды (см. разд. 4.3).

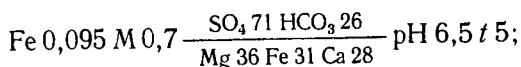
Среди азотных железистых вод по условиям формиро-

вания и залегания выделяют две группы: 1) слабожелезистые слабоминерализованные воды различного ионного состава, формирующиеся в обогащенных железом рыхлых, часто моренных отложениях четвертичного возраста (Полюстрово, г. Ленинград) или — с более высоким содержанием железа — на контакте с корой выветривания сульфидизированных пород (Марциальные воды, Карелия); 2) высокожелезистые (Fe^{2+} до 100 мг/дм³ и более)¹ кислые воды с минерализацией от 1 до 80 г/дм³ сульфатного состава в зоне окисления сульфидных руд, содержащие также алюминий и другие металлы (Гай, Оренбургская область):

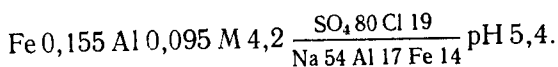
Ленинград, скв. Полюстровская, глуб. 41 м, гравийные пески Q



Курорт Марциальные воды, скв. 3-K, глуб. 6 м, морена Q,
притизированные сланцы PT



Курорт Гай, скв. 47, глуб. 50 м, кварцевые песчаники J₂



Обогащение железом вод этой группы за счет окисления или выщелачивания железистых минералов происходит при активном участии различных тионовых и железобактерий.

Углекислые железистые воды широко распространены в горно-складчатых областях (Кавказ, Карпаты, Забайкалье и др.) и областях современного вулканизма. Они часто являются термальными. Ионный состав, минерализация и содержание металлов различны и определяются конкретными условиями и глубиной циркуляции. Обогащение железом происходит в процессе гидротермического и термохимического разложения его минералов, «удержанию» железа в растворе способствует углекислота термометаморфического или магматического генезиса. В этих водах наблюдаются высокие концентрации бора (более 100 мг/дм³), мышьяка, сурьмы (более 1 мг/л), алюминия и др.

Мышьяковистые и мышьяковые воды в качестве основных бальнеологических компонентов содержат соответственно мышьяковистую (H_3AsO_4) или мышьяковую (H_3AsO_3) кислоту и продукты их диссоциации. Они встречаются в горно-складчатых областях, в том числе в зоне современного вулканизма (Закарпатье, Кавказ, Урал, Дальний Восток, Сахалин, Камчатка) и по условиям формирования могут быть разделены на две основные группы:

¹ Так называемые «купоросные» шахтные воды могут содержать десятки граммов железа на литр (Медногорск).

углекислые мышьяковистые и кислые мышьяковые в коре выветривания месторождений мышьяковых руд.

Углекислые мышьяковистые воды развиты в альпийской и тихоокеанской зонах, содержат различные — от первых до 120 мг/дм^3 — количества мышьяка, высокие — до $9,0 \text{ г/дм}^3$ — концентрации угольной кислоты, бора (до 2 г/дм^3 — Синегорск, о. Сахалин), значительные концентрации H_4SiO_4 , Fe, Br, J. Состав глубоких термальных вод хлоридный натриевый; при смешении с пресными температура вод падает, а в составе возрастает доля HCO_3^- и Ca-ионов. Наиболее известные месторождения: Синегорск на Сахалине, Дарыдаг (Джульфа) в Нахичеванской АО, Горная Тисса в Закарпатье, Чвижипси на Кавказе и Арзни в Армянской ССР.

По С. Р. Крайнову и В. М. Швецу, углекислые мышьяковистые воды формируются при наличии: 1) обогащенных мышьяком осадочных, вулканогенно-осадочных или вулканогенных пород; 2) термометаморфических процессов на глубине, способствующих отгонке мышьяка; 3) преобладания натрия в катионном составе подземных вод, поскольку хорошо растворим именно гидроарсенат натрия. Реальгар-аурипигментная минерализация в зонах дробления (Синегорск, Дарыдаг и др.), с которой традиционно связывали генезис мышьяковистых вод, этими авторами считается вторичной по отношению к водам.

Кислые рудничные мышьяковые воды, связанные с зоной окисления рудных, в том числе арсенопиритовых, месторождений, холодные, сульфатного состава. Концентрации мышьяка в них могут достигать нескольких сотен мг/дм^3 и сочетаются с высокими концентрациями Fe (Гай, Блявинское), Al, Mn и других металлов в зависимости от состава выщелачиваемых руд.

Воды с повышенным содержанием органических веществ. Причины активного лечебного воздействия минеральных вод этой бальнеологической группы на человеческий организм при заболеваниях желудка, печени, почек недостаточно изучены, несмотря на более чем вековой срок применения вод источника Нафтуса на курорте Трускавец (Западная Украина). Его холодные (7°C) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией $0,5\text{—}1,0 \text{ г/дм}^3$, не отличающиеся по своему микрокомпонентному составу от обычных грунтовых вод, содержат комплекс разнообразных органических веществ (гуминовые вещества, жирные, нафтенные кислоты, битумы, фенолы и др.) в количестве до 120 мг/дм^3 и имеют запах керосина и нефти.

К настоящему времени на курорте Трускавец изучено до восьми типов ионного состава минеральных вод — от пресных гидрокарбонатных кальциевых до рассольных (400 г/л) хлоридных натриевых. Они вскрываются скважинами в битуминозных песчаниках миоцена, переслаивающихся с глинами в своде брахиантиклиналей, где отмечены многочисленные нефте- и газопоявления.

К этой же бальнеологической группе относятся воды, исполь-

земые на курортах Сходница в 21 км от Трускавца, Березовские воды в Харьковской области и др.

Органические вещества минеральных вод (лечебная нефть), получаемые из них путем отстаивания, используют для ванн на курорте Нафалан (Азербайджанская ССР). Термальные (95°С) метановые солоноватые воды хлоридного натриевого состава, содержащие кроме органических веществ бром и йод, вскрыты скважинами на глубине свыше 0,5 км в песчано-глинистых нефтеносных отложениях третичного возраста в Куринском артезианском бассейне.

Бромные, йодные и йодобромные воды. К этой бальнеологической группе отнесены воды, которые по своему составу пригодны для питья (в частности, имеют минерализацию не более 10—15 г/дм³) и содержат брома не менее 25 и (или) йода не менее 5 мг/дм³ даже при искусственном разбавлении их пресными водами. Применяются для лечения заболеваний сосудистой и нервной систем.

Месторождения йодобромных вод обычно приурочены к глубоким частям артезианских структур. Состав их хлоридный натриевый или кальциевый, минерализация от 10 до 540 г/дм³, газовый состав метановый, реже сероводородно- или азотно-метановый. Бром и йод содержатся также в некоторых сульфидных водах:

Курорт Усть-Качка (Пермская обл.), скв. 4, глуб. 1312 м, песчаники, аргиллиты С₁

$$\text{Na}_2\text{CH}_4\text{Br } 0,7 \text{ J } 0,01 \text{ M } 271 \frac{\text{Cl } 100}{(\text{Na} + \text{K}) 72 \text{ Ca } 20} \text{ pH } 6,0 \text{ t } 23 \text{ D } 1,15;$$

завод розлива в пос. Лугела (Зап. Грузия), скв. глуб. 50 м, порфириты J₂

$$\text{CH}_4\text{Br } 0,165 \text{ M } 55 \frac{\text{Cl } 99}{\text{Ca } 60 (\text{Na} + \text{K}) 12} \text{ pH } 7,0 \text{ t } 12 \text{ D } 0,3.$$

В областях молодого и современного вулканизма при наличии галогенных формаций встречаются углекислые воды с невысоким (до 220 мг/дм³) содержанием брома и высоким (до 50 мг/дм³) йода. Таковы, например, редкие по составу углекислые рассолы Малого Кавказа.

Радоновые воды. Подземные воды относятся к группе лечебных радоновых¹, если они содержат свыше 5 нКюри/дм³ радона.

Генезис радона в подземных водах связан с наличием в водовмещающих породах минералов радия в коренном залегании (рассеянная или жильная радиевая минерализация) или в перетолженном состоянии. Специфическим источником радона являются так называемые «эманлирующие коллектора» — породы, обогащенные минералами радия на участках сорбционных, тер-

¹ Применение радоновых вод особенно эффективно при лечении различных заболеваний опорно-двигательного аппарата.

мо- и геохимических барьеров и (или) аккумулирующие радон благодаря высокой пористости (травертины, современные железистые осадки, микропористые известняки и др.).

Генетическая связь радона с минералами радия обуславливает закономерности их распространения главным образом в пределах горно-складчатых областей. Это прежде всего массивы кислых изверженных пород и районы погребенных кислых интрузий, перекрытых осадочными породами, например периферические части межгорных впадин. Радоновые воды развиты в пределах Украинского и Скандинавского щитов, в Уральской, Кавказской, Алтайско-Саянской, Забайкальской и других горно-складчатых областях.

Выделяют три основных типа месторождений радоновых вод: 1) в коре выветривания кислых изверженных пород (грунтовые трещинные воды); 2) в глубоких частях зон тектонических нарушений, часто с «растеками» в расположенных выше трещиноватых экранированных блоках или рыхлых отложениях (трещинно-жильные, трещинные, пластово-трещинные, иногда пластовые воды); 3) в «эманлирующих коллекторах».

В месторождениях первого типа радон является единственным компонентом, определяющим их лечебную ценность. Эти радоновые воды являются кислородно-азотными, они слабо минерализованы, имеют гидрокарбонатный или сульфатный состав. Содержание радона обычно невысоко (5—70 нКюри/дм³). Более глубокие скважины в этих районах дают воду с содержанием радона до 470 нКюри/дм³ (курорт Увильды в Челябинской области).

В водах месторождений второго и третьего типов, т. е. в термальных водах глубоких частей гидрогеологического разреза, радон обычно содержится в комплексе с другими терапевтически активными компонентами, прежде всего с CO₂, H₄SiO₄, Fe²⁺ и др. Эти воды одновременно принадлежат к нескольким бальнеологическим группам и, сочетая свойственные им лечебные качества, являются особенно ценными.

Пятигорские углекислые термальные воды, разгружающиеся по тектоническим трещинам крупного лакколита (г. Машук), обогащаются радоном во вторичных «эманлирующих коллекторах» — травертинах. Последние формируются на участках резкого падения скоростей фильтрации и температуры воды. Содержание радона в этих водах достигает 250 нКюри/дм³, радия — $4,2 \times 10^{-11}$ г/дм³.

Курорт Белокуриха в Алтайском крае использует азотные кремнистые термы низкой (0,3 г/дм³) минерализации с глубиной до 1000 м.

Месторождение представляет собой зону «растека» на участке разгрузки глубоких трещинно-жильных вод порфириовидных гранитов по крупному региональному разлому. Источником радона является рассеянная радиевая минерализация в гранитах, поэтому содержание радона в белокурихинских термах невелико (до 25 нКюри/дм³).

Кремнистые термы. Обширная группа кремнистых терм включает азотные, метановые и углекислые термальные воды, в которых основным бальнеологическим компонентом является кремниевая кислота ($\text{H}_2\text{SiO}_3 > 50 \text{ мг/дм}^3$). Эти воды применяются при лечении кожных, нервных, сосудистых заболеваний, болезней суставов и мышц, тромбозов и др.

Азотные кремнистые термы обладают определенными, в сравнении с другими типами минеральных вод, особенностями химического состава: 1) относительно низкой¹ (обычно до $1,5 \text{ г/дм}^3$) минерализацией; 2) сильнощелочной (рН до 9—6—9,8) реакцией; 3) преобладанием натрия в катионном и гидрокарбонат- и (или) сульфат-ионов в анионном составе; 4) наличием фтора. Они распространены в горно-складчатых областях, где образуют месторождения трех типов: 1) трещиноватые зоны вдоль крупных разломов в кристаллических массивах, в том числе зоны «растека» при наличии «экранирующих» циркуляцию тектонических блоков (курорт Кульдур в Хабаровском крае, Ходжа-Оби-Гарм в Тянь-Шаньской области и др.); 2) пластовые горизонты в периферийных частях предгорных и межгорных впадин (метаново-азотные термы, Тбилиси); 3) трещинные коллекторы в эффузивных породах областей современного и недавнего вулканизма (Паратунские источники на Камчатке):

Тбилиси, «Старые термы», скв. 8, глуб. 82 м, туфогенные отложения P_2

$(\text{N}_2\text{CH}_4)\text{H}_2\text{S } 0,014 \text{ H}_2\text{SiO}_3 \text{ } 0,034 \text{ M } 0,3 \frac{\text{CO}_3 \text{ } 39 \text{ Cl } 33 \text{ SO}_4 \text{ } 19}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ } 81 \text{ Ca } 15} \text{ рН } 9,2 \text{ } t \text{ } 37 \text{ } D \sum 21,0.$

Метановые кремнистые термы формируются в глубоких частях артезианских структур в восстановительных условиях и генетически связаны с нефтеносными или битуминозными породами. Они характеризуются хлоридным натриевым составом, обычно высокой минерализацией, щелочной реакцией, наличием брома и йода (Майкоп, Шихово в Азербайджанской ССР и др.). Метан продуцируется метанообразующими бактериями на последнем этапе сложного многоступенчатого процесса преобразования микрофлорой природных биополимеров нефтяного и битумного рядов.

Углекислые кремнистые термы распространены в горно-складчатых областях, в районах наличия на глубине очагов термометаморфизма, они обычно имеют сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав, щелочную реакцию (Пятигорск, Железноводск, Джермук и др.).

Генезис кремниевой кислоты во всех типах кремнистых вод, а также их щелочная реакция связаны с гидролизом силикатов щелочных металлов при высоких давлениях и температурах, усиливающимся при наличии в водах NaCl , NaHCO_3 , Na_2SO_4 и др.

¹ Исключением является чукотский тип кремнистых терм с высокой (до 35 г/дм^3) минерализацией хлоридного состава.

15.2. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Промышленными называются воды, содержащие полезные компоненты (бром, йод, бор и др.) в количествах, обеспечивающих в конкретных гидрогеологических районах их рентабельную добычу и переработку с использованием современной технологии. Кроме указанных элементов из подземных вод извлекают литий, рубидий, цезий, калий, магний, поваренную соль, сульфат натрия, радий, стронций и др. В СССР подземные воды используются как гидроминеральное сырье на йод (100%) и бром (60—70% общего производства).

Определение промышленных вод подчеркивает, во-первых, необходимость специальной оценки и обоснования минимальных концентраций полезных компонентов, позволяющих квалифицировать те или иные воды как промышленные для каждого конкретного района или участка, в связи с чем устанавливаются различные абсолютные величины этих показателей для районов с различными гидрогеологическими и экономико-географическими условиями; во-вторых, необходимость пересмотра этих показателей в зависимости от уровня развития технических средств, спроса на данный вид гидроминерального сырья и т. д.

Ориентировочные требования к подземным промышленным водам, основанные на анализе условий залегания, закономерностей распространения и технико-экономической оценки возможностей их эксплуатации в различных районах, приведены в табл. 15.3 и 15.4 (Бондаренко, Куликов, 1984).

Важность экономического аспекта использования минеральных вод в качестве сырьевой базы обусловлена рядом обстоя-

Таблица 15.3

Ориентировочные требования к подземным промышленным йодобромным водам различных районов СССР (Бондаренко, Куликов, 1984)

Бассейн промышленных йодобромных вод	Тип воды	Минимальный дебит одной скважины, тыс. м³/сут	Предельное понижение динамических уровней, м	Суммарный дебит одного водозабора, тыс. м³/сут
Волго-Камский	J—Br	0,47—1,0	490—620	10—22
То же	Br	0,98	700	20
Тимано-Печорский	J—Br	0,50	630	12
Московский	Br	0,50	680	35
То же	J—Br	0,35—1,0	640—750	25—50
Прибалтийский	Br	1,0	700—650	50—90
Припятский	J—Br	0,2—0,25	850	5
Северо-Крымский	J	1,0	750	28
Ангара-Ленский	Br	0,065	600	2
Западно-Сибирский	J	1,0	750	30
Амударьинский	J—Br	1,0	750	37
Азово-Кубанский	J—Br	1,0	750	18

Минимально допустимые концентрации ценных компонентов в промышленных водах (Методические рекомендации по геохимической оценке и картированию подземных редкометалльных вод, 1977)

Компонент	Минимальная концентрация, мг/дм ³	Компонент	Минимальная концентрация, мг/дм ³
NaCl	$5 \cdot 10^4$	Mg	1000—5000
Na ₂ SO ₄	$5 \cdot 10^4$	K	350—1000
NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃	$5 \cdot 10^4$	Li	10—20
Br	250—500	Rb	3
J	18	Cs	0,5
B ₂ O ₃	200	Ra	10^{-6} — 10^{-6}
J, B ₂ O ₃	10—75	Sr	300
J и Br	10—200	Ge	0,05

тельств. Даже при высоком содержании полезных компонентов добыча может оказаться экономически нецелесообразной из-за слишком большой глубины, сложностей очистки, удаленности, отсутствия транспортно-подъездных путей и др.

В то же время подземные воды как сырьевая база имеют ряд преимуществ. В связи с широким региональным распространением они характеризуются большими запасами и содержат, как правило, не один, а несколько полезных компонентов. Промышленные воды могут использоваться одновременно для местного бальнеолечения и теплоснабжения. По запасам редких металлов они превосходят твердое рудное сырье. Добыча промышленных вод из скважин в процессе откачки или самоизлива значительно дешевле горных работ и одновременно является средством транспортировки их на поверхность. Дополнительное обогащение гидроминерального сырья может осуществляться путем испарительного концентрирования.

Подземные промышленные воды относятся к группе высокоминерализованных вод и рассолов. Л. С. Балашов выделяет три генетических вида вод, которые по величинам концентраций полезных компонентов и количеству эксплуатационных ресурсов могут рассматриваться как перспективные на гидроминеральное сырье: 1) пластовые хлоридные рассолы артезианских бассейнов; 2) углекислые воды альпийской зоны горно-складчатых областей; 3) термальные хлоридные воды современных вулканических областей. Пластовые промышленные воды первого типа распространены наиболее широко и являются основным источником гидроминерального сырья на бром, йод и бор. В водах второго и особенно третьего типов могут присутствовать литий, рубидий, цезий, бор, германий, фтор, кремний, мышьяк и др. Концентрации йода, брома и стронция в них невелики и промышленной ценности не представляют.

Н. А. Плотников предложил схему районирования территории распространения промышленных вод в крупных платформенных

артезианских (провинции: Русской платформы, Прикаспийская, Сибирской платформы, Скифской плиты, Западно-Сибирской плиты, Туранской плиты) и горно-складчатых (провинции гидрогеологических областей альпийской, герцинской и более ранней, мезозойской и кайнозойской складчатости) областях. В пределах каждой из них выделены конкретные районы (бассейны) развития промышленных вод.

В провинциях древних докембрийских (Русская, Сибирская) и эпипалеозойских (Скифская, Туранская) платформ сосредоточены основные запасы промышленных вод. В провинциях горно-складчатых областей они развиты ограниченно, главным образом в межгорных впадинах и предгорных прогибах, а также в районах крупных региональных разломов, в частности в рифтовых зонах и в районах современного вулканизма.

На Русской платформе основные запасы промышленных вод сосредоточены в карбонатных и терригенных отложениях палеозоя Волго-Камского артезианского бассейна. Значительно меньше промышленных вод в глубоких частях тектонических впадин и прогибов в Прибалтийском бассейне, в девонских отложениях Припятского прогиба, в Прикаспийской впадине (солевой и подсолевого комплексы пермских и каменноугольных отложений) Припятского прогиба. В пределах Западно-Сибирской платформы в юрских и меловых отложениях развиты главным образом йодные воды. При концентрациях брома всего лишь до 0,15, йода в среднем 0,030 и бора 0,01—0,15 г/дм³, тем не менее ряд районов считается экономически рентабельным для добычи промышленных вод благодаря значительной водообильности отложений. Высококонцентрированные хлоридные кальциевые рассолы карбонатных соленосных отложений кембрийского возраста в Иркутском артезианском бассейне содержат калия до 40, стронция до 6, брома до 9 г/дм³. Есть промышленные воды в Тунгусском, Хатангском и Якутском бассейнах.

В соответствии с приведенным выше понятием «месторождение подземных вод» и с учетом специфики вод рассматриваемой категории *месторождением подземных промышленных вод называется балансово-гидродинамический продуктивный элемент подземной гидросферы, в пределах которого возможно получение вод с содержанием полезных компонентов выше минимальных для рассматриваемого района промышленных концентраций*. Напомним, что минимальные концентрации устанавливаются особо для каждого района в зависимости от техники экономической рентабельности добычи вод при данной глубине залегания и водообильности пласта, возможностей сброса отработанных вод, наличия или отсутствия «мешающих» компонентов и т. д. Последнее является одной из специфических особенностей исследования химического состава промышленных вод.

Некоторые «контртехнологические» компоненты снижают эффективность извлечения полезных компонентов по той или иной технологической схеме. Например, при использовании угольного

метода при извлечении йода или при отгонке брома и йода с водяным паром количество концентрированной серной кислоты, используемой для подкисления, в зависимости от исходного содержания HSO_3 -иона может меняться от 6 до 100 кг на 1 кг йода. При этом, если в воде присутствуют большие количества кальция, бария, магния, они выпадают в осадок в виде сульфатов, засоряя уголь. То же действие оказывает избыток нафтенowych кислот. При использовании хлора в качестве окислителя имеет значение исходное содержание аммоний-иона и органических веществ, характеризующихся высокой галондопоглощаемостью и увеличивающих расход окислителя до начала выделения брома и йода в свободном состоянии.

Эксплуатационные запасы промышленных вод рассчитываются согласно действующей Инструкции ГКЗ СССР (1984) с оценкой общего объема промышленных вод и массового содержания извлекаемых из них компонентов, которое может быть получено на месторождении за расчетный период эксплуатации. Это количество с технико-экономических позиций должно «оправдать» строительство предприятия, перерабатывающего сырье, и обеспечить нормальный режим его работы. В связи с необходимостью обеспечения его стабильной производительности эксплуатационные запасы промышленных вод, выражающиеся в суммарном дебите водозабора, могут выражаться одной постоянной величиной (при неизменной концентрации полезных компонентов) или рядом изменяющихся во времени значений при прогнозируемых изменениях концентраций в процессе эксплуатации. Требования к достоверности оценки запасов промышленных вод по сравнению с таковыми для хозяйственно-питьевых являются значительно более жесткими в связи с дороговизной и сложностью проведения дополнительных ревизионных исследований глубоких вод.

В настоящее время выполнена региональная оценка региональных эксплуатационных запасов подземных промышленных йодобромных вод для всех районов их распространения на территории СССР с составлением соответствующей карты.

15.3. ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ВОДЫ

Теплоэнергетическими называются воды с температурой более 35° С. В некоторых случаях используются воды с температурой 20—35°.

Термальные подземные воды — нетрадиционный, самовосполняемый и экологически чистый источник энергии. Они используются для выработки электроэнергии (100—180° С), теплофикации и горячего водоснабжения жилых и промышленных комплексов (70—100° С), в теплично-парниковом хозяйстве, животноводстве, в некоторых технологических процессах (обработка шерсти, сушильни и др.), в рыбозаводстве, для оттаивания многолетнемерзлых пород, в бальнеологических целях (менее 70° С). Попутно из

термальных вод извлекают ценные компоненты: Li, B, Br, J, Na_2SO_4 , редкие металлы и др. Разработаны различные схемы «подземных котлов» (закачка в недра холодной и извлечение горячей воды).

Термальные воды широко используются для этих целей более чем в 70 странах мира: в США, на Филиппинах, в Исландии, Новой Зеландии, Италии (гидротермальные электростанции в Лардерелло, Каstellьнуово), в Индонезии, Японии, Венгрии и др. В последнее время бурными темпами развиваются разведка и использование теплоэнергетических вод в США, где общая мощность теплоэнергетических станций приближается к 1300 МВт. В СССР работают Паужетская и Средне-Паратунская геотермальные станции на Камчатке, на подземные воды частично переведено тепло и горячее водоснабжение городов Махачкалы, Грозного, Ташкента, Тбилиси, Алма-Аты и др. Рассматриваются перспективы гидрогеоэнергетики в других районах. Оценены прогнозные эксплуатационные запасы теплоэнергетических вод для всей территории СССР.

По В. И. Кононову, гидротермальные ресурсы можно разделить на две крупные группы: 1) формирующиеся в региональном тепловом поле (пластовые воды артезианских бассейнов); 2) формирующиеся в аномальных геотермических условиях под влиянием магматических и вулканических процессов (трещинные и трещинно-жильные воды горно-складчатых областей).

Значительные ресурсы обладающих высоким тепловым потенциалом парогидротерм ($100\text{--}180^\circ\text{C}$) имеются только во второй группе — в областях современного вулканизма, кайнозойской складчатости и редко — в глубоких зонах герцинских платформ. К ним относятся в СССР районы юго-востока Камчатки, Курильских островов и Западной Сибири, где мезокайнозойские отложения на глубинах свыше $1,5\text{--}3,0$ км содержат огромные запасы вод с температурой до 150°C .

Большая часть ресурсов термальных вод с температурой $70\text{--}90^\circ\text{C}$ сосредоточена в недрах горно-складчатых областей и межгорных впадин Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Крыма, Чукотского полуострова.

Большие запасы низко- и среднепотенциальных вод ($35\text{--}70^\circ\text{C}$) имеются в глубоких частях артезианских бассейнов Русской платформы, Сибирской и Скифской плит, где имеются крупные месторождения (Омское, Томское, Махачкалинское и др.).

Месторождением теплоэнергетических вод называется балансово-гидродинамический элемент подземной гидросферы с термальными водами, тепловой потенциал, состав, качество и запасы которых удовлетворяют технико-экономическим требованиям энергетики на современном этапе ее развития.

Н. М. Фролов и Л. С. Язвин выделяют три основных типа месторождений: 1) пластовых вод крупных артезианских бассейнов платформенного типа; 2) пластовых и трещинно-пластовых вод «малых» артезианских бассейнов межгорных впадин горно-

складчатых областей; 3) трещинных и трещинно-жильных вод горно-складчатых областей. Для первого типа характерны обширные площади распространения и объемы теплоэнергетических вод, а следовательно, и огромные естественные запасы. В то же время эксплуатационные ресурсы их невелики. Второй тип отличается от первого сравнительно небольшими площадями развития, обилием естественных гидротермальных водопоявлений и, самое главное, очень высокими величинами эксплуатационных ресурсов. Для третьего типа месторождений более, чем для других, характерны низкие величины минерализации, высокие — до 400°C и более — температуры, сложные схемы путей фильтрации, в общем, небольшие естественные запасы. В областях современного вулканизма эксплуатационные ресурсы могут превышать естественные в несколько раз.

Поскольку минерализация термальных вод может составлять от 0,3 до 200 и более г/дм³ при самом различном ионном составе, применение различных технологических схем при использовании теплоэнергетических вод для производства электроэнергии или для других целей во многом определяется их химическим составом и температурой. Наиболее экономичными являются воды с незначительной минерализацией и отсутствием агрессивных компонентов (H_2S , CO_2 , NH_4 и др.). Они могут непосредственно направляться в турбины (в виде пара или пароводяной смеси), в отопительную, водопроводную сеть и т. д. При высоком содержании солей и (или) наличии агрессивных компонентов требуется промежуточный паропреобразователь, в котором тепло воды передается вторичному теплоносителю, циркулирующему в замкнутом цикле. Это более дорогие, но иногда и более рентабельные установки, позволяющие попутное извлечение из подземных вод ценных компонентов. В качестве вторичных теплоносителей для перегретых вод обычно используется конденсированный пар или слабоминерализованная вода, для вод с меньшей температурой — вещества с низкой температурой кипения (этилхлорид, фреон и др.).

Исследования и оценка эксплуатационных запасов теплоэнергетических и рассмотренных выше промышленных вод имеют ряд методических и технических особенностей. Большие требования предъявляются к химическому составу подземных вод, в связи с чем кроме обычных отбираются специальные технологические пробы на агрессивные компоненты состава и потенциально промышленные компоненты. Проводятся специальные исследования по прогнозу выпадения солей в скважинах и эксплуатационных устройствах, теплотеря в стволах скважин в зависимости от величины дебита и конструкции. При гидродинамических расчетах эксплуатационных запасов вводятся поправки на пластовую температуру. Для месторождений теплоэнергетических вод обязательно рассчитывается их теплоэнергетическая мощность, в связи с чем эксплуатационные запасы представляются к утверждению в нескольких формах: 1) дебит в м³/сут (для пароводяных сме-

сей — в т/сут) и 2) масса на весь расчетный срок эксплуатации — в тыс. м³ или в теплоэнергетических единицах (ГДж, МВт, тоннах условного топлива).

Техническое обеспечение исследований и эксплуатации теплоэнергетических вод также имеет свои особенности: использование термостойкого оборудования и костюмов, бетонирование затрубного пространства и обеспечение запаса смеси воды с каким-либо утяжелителем (например, с гематитом) для предотвращения или нейтрализации выбросов ПВС (пароводяной смеси) из скважины, цементация буровой площадки и т. д.

В соответствии с рассмотренными закономерностями формирования и распространения минеральных вод на территории СССР выделяют следующие провинции минеральных вод (Посохов, Толстихин, 1977): I — углекислых вод зон современной, альпийской, а также омоложенной в кайнозой палеозойской складчатости; II — термальных азотных натриевых вод районов современной сейсмической активности на востоке и юге СССР, частично совпадающая территориально с первой и иногда с третьей провинциями; III — холодных и термальных пластовых соленых и рассольных азотно-метановых и метановых вод различного, но преимущественно хлоридного натриевого и кальциевого состава артезианских бассейнов платформ и горно-складчатых областей.

Апровинциальными (азональными) следует считать районы распространения железистых и радоновых вод.

Глава 16

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Интенсивное развитие промышленного производства во второй половине XX в. поставило перед человечеством трудно разрешаемые проблемы, связанные с истощением природных ресурсов планеты и необходимостью утилизации стремительно возрастающих в объемах отходов промышленного производства. Так, по оценкам Е. В. Пиннекера (1984), за последние 30 лет было использовано втрое больше сырья и получено в связи с этим втрое больше отходов производства, чем за всю предыдущую историю человеческого общества. Это в свою очередь определило появление двух наиболее актуальных проблем современности: проблемы охраны и рационального использования природных ресурсов Земли и проблемы охраны среды обитания человека (и не только человека) — охраны так называемой природной среды. Различные аспекты этих проблем в настоящее время широко освещаются в советской и зарубежной прессе.

Названные выше проблемы целиком и полностью относятся также к гидросфере планеты, в том числе и к подземной части гидросферы. Применительно к подземным водам эти общие задачи формулируются как *проблема охраны подземных вод от истощения и загрязнения*, являющаяся новым направлением гидрогеологии, значение которого стремительно возрастает в последнее время. Актуальность этой проблемы, ее научное и практическое значение становятся особенно очевидными, если вспомнить о том, что подземные воды, с одной стороны, являются важнейшим компонентом природных ресурсов планеты, использование которого растет чрезвычайно быстрыми темпами (см. гл. 14 и 15), а с другой — элементом природной среды, антропогенные изменения которого (истощение, загрязнение) оказывают определенное (часто негативное) воздействие на ряд других элементов природной среды, таких как поверхностные воды, почва, верхняя часть разреза горных пород, и через них на растительность, животный мир, человека.

Наличие таких связей определяет необходимость рассматривать подземные воды в качестве одного из важнейших элементов природных экосистем, антропогенные нарушения которого могут иметь далеко идущие последствия.

Трактовка и содержание проблемы *охраны и рационального использования природных ресурсов* существенно различны в зависимости от вида ресурсов. Само понятие «охрана от истощения» неприменимо к месторождениям минерального сырья (железа, нефти и др.). Объемы этих минеральных ресурсов неизбежно яв-

ляются конечными, и речь может идти только об их экономии и рациональном использовании. Термин «охрана от истощения» используется только применительно к возобновляемым природным ресурсам, в качестве которого в экологическом смысле обычно рассматриваются природные ресурсы растительного и животного мира планеты. Как мы видели раньше, запасы подземных вод также обладают этим уникальным свойством — возобновляемостью (см. гл. 14). Однако сейчас мы достаточно четко представляем, что они, как и другие возобновляемые природные ресурсы планеты, не являются неисчерпаемыми. Во всех случаях *использование* (эксплуатация) запасов подземных вод должно соотноситься с величинами их *возобновления* в естественных и нарушенных условиях. При отборе воды в объеме, превышающем величины возобновления, происходит невозполнимая сработка запасов подземных вод, что с течением времени неизбежно приводит к их *истощению*.

В результате истощения запасов подземных вод происходит снижение их уровней до глубин, превышающих расчетные значения «допустимых понижений» (в случае глубоких напорных горизонтов — до глубин, при которых современная эксплуатация становится экономически невыгодной), и осушение грунтового водоносного горизонта, а относительно реже — и верхних горизонтов напорных подземных вод.

Истощение запасов подземных вод со снижением их уровней и осушением водоносных горизонтов может быть связано: с эксплуатацией различных видов подземных вод; с осушением верхней части разреза в районах горнодобывающей промышленности; с изменением естественных условий питания и разгрузки подземных вод в результате крупного городского или промышленного строительства, вырубки леса, снижения уровня поверхностных вод в реках или озерах и т. д.

Как было указано в гл. 14, при оценке запасов месторождений подземных вод рассчитываются и обосновываются величины так называемых «допустимых понижений уровня». Формирование этих понижений на крупных водозаборах, конечно, может привести к ряду негативных последствий (см. ниже), однако, исходя из современных требований, эти последствия должны оцениваться при прогнозе водоотбора. Само понятие «эксплуатационные запасы подземных вод» исключает опасность истощения месторождения в течение всего расчетного срока его эксплуатации (см. гл. 14). Однако в реальных условиях опасность истощения запасов подземных вод при их интенсивной эксплуатации все-таки существует и может быть связана с увеличением водоотбора сверх утвержденного объема эксплуатационных запасов без доразведки месторождения и переутверждения запасов; с наличием неучтенных потребителей, эксплуатирующих подземные воды без специальной разведки и утверждения запасов; с ошибками в оценке эксплуатационных запасов и прогнозе водоотбора, которые, к сожалению, еще нередки при разведке месторождений

подземных вод в сложных гидрогеологических условиях особенно при оценках взаимодействия системы крупных водозаборных сооружений, эксплуатирующих один и тот же водоносный горизонт.

В настоящее время в нашей стране и в ряде других стран (США, Япония, ФРГ, Мексика и др.) в результате интенсивной эксплуатации запасов пресных вод в районах крупных городов (Москвы, Ленинграда, Харькова и др.) сформированы обширные области понижений уровней (депрессионные воронки), площади которых составляют десятки тысяч квадратных километров (рис. 16.1). Величины понижений уровней в центральных частях таких региональных воронок достигают 50—80 м и более и в ряде случаев уже превышают величины допустимых понижений. Дальнейшая интенсификация водоотбора в этих условиях неизбежно приведет к истощению запасов подземных вод эксплуатируемых водоносных горизонтов.

В качестве основных мер, призванных в этом случае решать вопросы «охраны подземных вод от истощения», обычно рекомендуются: организация строгого контроля за использованием подземных вод, сокращение отбора воды на участках с перепонижением уровня относительно расчетных значений, переоценка запасов подземных вод с учетом опыта эксплуатации и др. В качестве специальных мер, направленных на решение вопросов охраны от истощения и увеличения запасов подземных вод главным образом грунтовых водоносных горизонтов (месторождения речных долин и др.), в последние годы у нас в стране и особенно за рубежом широко используются специальные инженерные мероприятия по созданию источников дополнительного искусственного восполнения запасов подземных вод (искусственные ресурсы). Если вспомнить, что «запасы подземных вод являются неисчерпаемыми в пределах их возобновления», то сразу станет понятна роль создаваемых инженерным путем дополнительных искусственных источников восполнения (питания) запасов подземных вод при решении вопросов их охраны от истощения.

Осушение верхних водоносных горизонтов и региональное снижение уровней подземных вод могут быть связаны не только с их интенсивной эксплуатацией, но и с глубоким осушением горных выработок (шахты, карьеры) при эксплуатации месторождений полезных ископаемых. В крупных горнодобывающих районах (КМА, СУБР, ряд месторождений в США, ФРГ и в других странах) объемы подземных вод, откачиваемых при осушении горных выработок, составляют десятки кубометров в 1 с, а величины понижения уровня по сравнению с их естественным залеганием достигают 200—300 м и более (рис. 16.2)¹. Образующиеся при этом

¹ Следует отметить, что при соответствующем качестве подземные воды, откачиваемые при осушении горных выработок, могут и в ряде случаев достаточно широко используются при организации технического и даже питьевого водоснабжения.

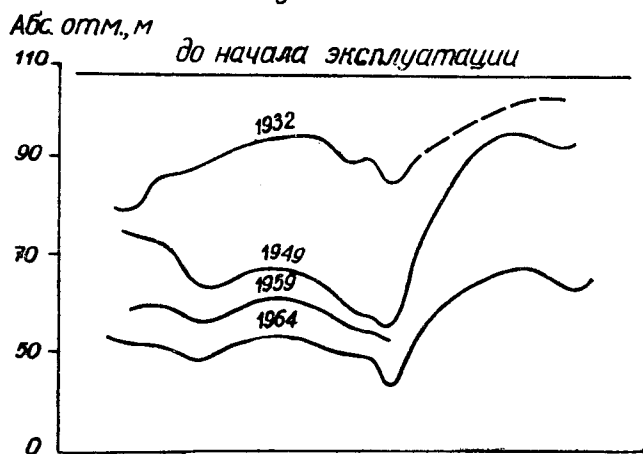
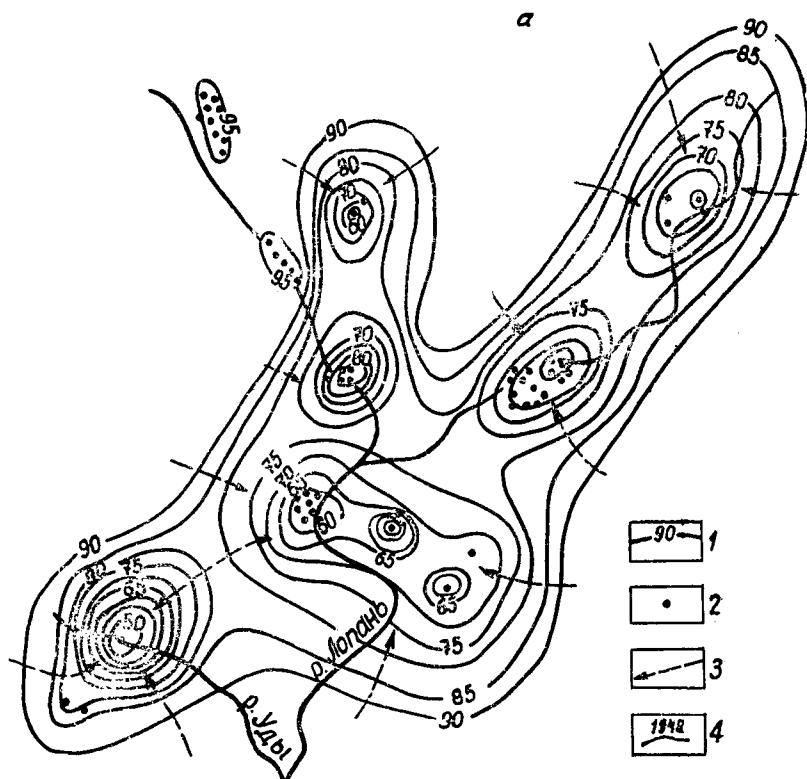


Рис. 16.1. Формирование депрессионной воронки в водоносном горизонте мергельно-меловой толщи в районе г. Харькова (Гидрогеология СССР, т. V, 1971): а — карта гидроизопьез водоносного горизонта мергельно-

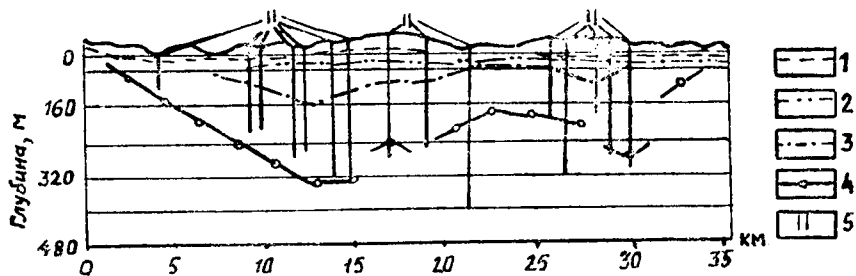


Рис. 16.2. Развитие воронки осушения в Северо-Уральском бокситовом районе (по Е. В. Пиннекеру, 1984): 1—4 — уровень подземных вод; 1 — до начала эксплуатации; 2 — на 1.01.1948; 3 — на 1.01.1965; 4 — на 1.01.1974; 5 — шахты

региональные депрессионные воронки также распространяются на площади в десятки тысяч квадратных километров.

Формирование депрессионных воронок при эксплуатации подземных вод или осушении горных выработок приводит не только к истощению запасов подземных вод. В связи со снижением уровня грунтовых вод с частичным или полным осушением водоносного горизонта, снижением пьезометрических уровней напорных вод происходят существенные изменения условий (и величин) питания и разгрузки подземных вод, сокращение подземного питания рек и озер и, следовательно, уменьшение величин поверхностного стока, а также изменения водного баланса поверхности земли, с чем могут быть связаны серьезные экологические последствия (осушение болот и верховьев гидрографической сети, изменение водного режима почвенного слоя, гибель растительности и т. п.).

Ниже поверхности земли в связи со снижением уровня грунтовых вод происходит не просто увеличение мощности зоны аэрации, но и более или менее резко выраженные изменения гидродинамических условий, гидрогеологического и термодинамического режима верхней части геологического разреза, что может привести в свою очередь к усилению суффозионных процессов и процессов карстообразования, а также уплотнению осушаемых пород и связанными с этим процессами оседания поверхности земли, провальными явлениями и т. д. (рис. 16.3).

Истощение подземных вод может быть связано не только с их извлечением в объемах, превышающих эксплуатационные запасы, но также и с изменением (ухудшением) их качества. Сама

меловой толщ на май 1965 г.; б — развитие депрессионной воронки во времени; 1 — гидроизопьезы мергельно-мелового водоносного горизонта, цифры — абсолютные отметки уровней подземных вод; 2 — водозаборные скважины; 3 — направления движения подземных вод; 4 — положение уровней подземных вод на различные моменты времени

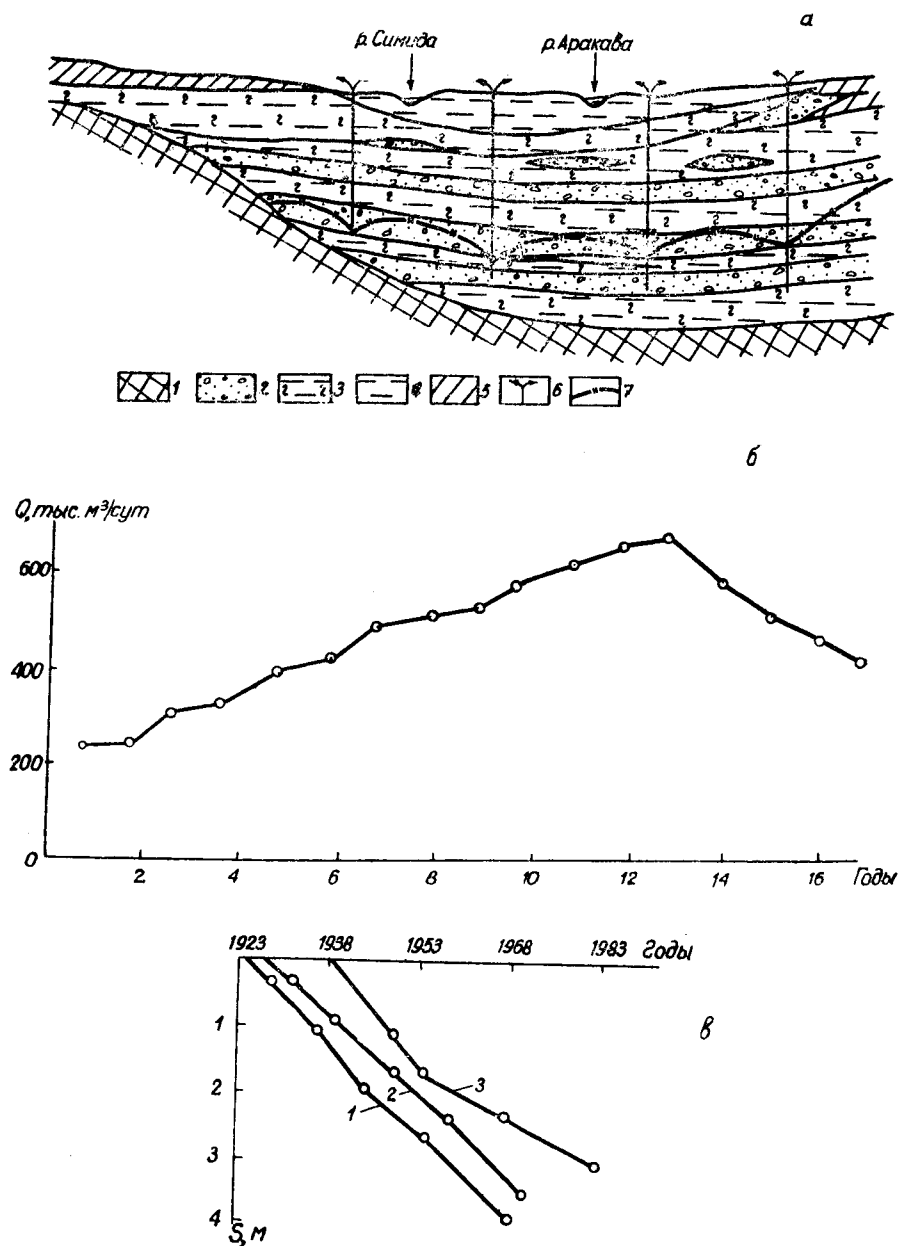


Рис. 16.3. Деформация поверхности земли в районе г. Токио в связи с интенсивной эксплуатацией подземных вод (по Н. И. Плотникову, 1989): а — гидрогеологический разрез: 1 — коренные породы; 2 — пески, гравий — водоносные горизонты; 3 — глины, суглинки; 4 — глины; 5 — суглинки; 6 — скважины, фонтанировавшие до начала эксплуатации подземных вод; 7 —

формулировка понятия «эксплуатационные запасы» предусматривает сохранение требуемого качества воды на весь расчетный срок эксплуатации водозабора (см. гл. 14). Поэтому истощение запасов в связи с ухудшением качества воды (для подземных вод различного назначения) может наблюдаться или при эксплуатации подземных вод без необходимой разведки и оценки запасов, или при ошибках, допущенных в процессе разведки месторождения, и подсчете его эксплуатационных запасов.

В случае эксплуатации подземных вод хозяйственно-питьевого назначения «истощение» запасов этого рода, как правило, бывает связано с увеличением общей минерализации или содержания одного (или нескольких) компонента химического состава в количествах, превышающих нормы, определенные ГОСТами или действующими нормативами (см. табл. 14.1). Чаще всего это связано с притоком в процессе эксплуатации подземных вод из нижележащих водоносных горизонтов или из определенных участков самого эксплуатируемого горизонта, содержащих в естественных условиях воды повышенной минерализации (например, эксплуатация «линз» пресных вод) или повышенные содержания тех или иных нормируемых химических компонентов, а также с привлечением минерализованных поверхностных вод к водозаборам, расположенным на морских побережьях и берегах соленых озер.

В аридных условиях при эксплуатации межпластовых вод это может быть связано также с притоком минерализованных грунтовых (вышележащих) вод на участках, где в естественных условиях осуществлялась интенсивная разгрузка путем испарения.

При эксплуатации месторождений лечебных минеральных вод истощение запасов за счет изменения качества может быть связано с уменьшением (ниже допустимых пределов) содержания основных «бальнеологических» компонентов состава или увеличением (выше допустимых пределов) химических компонентов, опасных для здоровья человека.

При эксплуатации месторождений промышленных и термальных вод «истощение» будет определяться уменьшением содержания полезного компонента (группы компонентов) или температуры воды (количества получаемого тепла) ниже минимально допустимых значений, принятых при утверждении эксплуатационных запасов.

Во всех перечисленных случаях изменение качества подземных вод рассматривается не как «загрязнение», «естественное загрязнение» и т. д., а именно как истощение запасов подземных вод (необходимого состава и качества), поскольку величина эксплуатационных запасов подземных вод оценивается с учетом

положение уровня подземных вод в период интенсивной эксплуатации; б — график режима суммарного отбора подземных вод (от начала интенсивной эксплуатации); в — графики суммарной деформации поверхности земли в различных районах г. Токио (1 — Кото, 2 — Симида, 3 — Микато)

сохранения необходимого качества воды на весь расчетный срок эксплуатации (Минкин, 1972).

Необходимо отметить также, что в естественных условиях на обширных территориях, даже в верхней части разреза, формируются подземные воды, непригодные для организации, например, питьевого водоснабжения в связи с высокой минерализацией или повышенным содержанием железа, фтора, марганца и др. Подобные случаи не следует рассматривать как «естественное загрязнение» подземных вод (Кириухин и др., 1988). В пределах таких территорий просто отсутствуют месторождения подземных вод, пригодных для организации питьевого водоснабжения. В случае минеральных лечебных, промышленных или термальных вод такое «отсутствие» месторождений является очевидным.

Под загрязнением подземных вод в настоящее время понимают *любое ухудшение их качества* (в сравнении с естественными условиями), *прямо или косвенно связанное с деятельностью человека*, включая промышленное производство, сельское хозяйство, коммунально-бытовую деятельность (Минкин, 1972; и др.). При оценках степени загрязнения и качества природных, в том числе подземных, вод используется представление о так называемых *«предельно допустимых концентрациях»* (ПДК) загрязняющих веществ, при превышении которых воды становятся непригодными для хозяйственно-питьевого использования (см. табл. 14.1). По данным Е. В. Пиннекера, по состоянию на 1980 г., при оценках загрязнения нормировалось содержание около 500 загрязняющих веществ. Для сравнения следует отметить, что в 1944 г. перечень загрязнителей состоял только из 13 наименований (Пиннекер, 1984).

Как уже было указано выше, подземные воды по сравнению с поверхностными в целом характеризуются значительно более высокой естественной защищенностью от различных видов загрязнения. Однако и для подземных вод, особенно для условий первого от поверхности грунтового водоносного горизонта, существует достаточно много путей их возможного загрязнения. Загрязнение подземных вод может происходить через атмосферу путем выпадения и последующей инфильтрации уже загрязненных атмосферных осадков; через загрязненные поверхностные воды на участках их поглощения в грунтовые водоносные горизонты; при инфильтрации чистых атмосферных осадков и поверхностных вод через *загрязненную поверхность земли и почвенный слой* (при внесении минеральных удобрений и ядохимикатов); путем *фильтрации жидких продуктов или отходов производства и канализационных стоков* при утечках из трубопроводов и сетей или на местах их складирования (сточные ямы, отстойники, шламонакопители и др.) при отсутствии или недостаточной надежности противофильтрационных мер; при инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод на *участках складирования твердых отходов* (коммунальные или промышленные свалки, отвалы горнодобывающих предприятий и др.) (см. рис. 16.3). Источни-

ком интенсивного загрязнения, в том числе и глубоко залегающих подземных вод, являются *захоронение жидких и твердых отходов промышленного производства* (как правило, наиболее вредных, высокотоксичных или радиоактивных отходов) путем закачки их в глубокие поглощающие скважины или «захоронения» в отработанных шахтах и карьерах.

Источниками загрязнения могут являться ликвидированные, но не изолированные с поверхности колодцы, буровые скважины, шахтные стволы, а также глубокие скважины, разведочные или эксплуатационные (нефть, газ, промышленные воды) или скважины, используемые для закачки промышленных отходов при их недостаточной надежной изоляции от вышележащих водоносных горизонтов.

Распространение загрязняющих веществ от участков (очагов) загрязнения в самом водоносном горизонте определяется направлением и скоростью движения потока подземных вод (рис. 16.4). Однако конвективный перенос загрязняющих веществ с потоком подземных вод практически всегда сопровождается проявлением ряда химических (выщелачивание, выпадение в осадок, комплексобразование и др.), физико-химических (сорбция, диффузия, дисперсия) и микробиологических процессов, существенно влияющих на состав и содержание тех или иных компонентов (Бочевер и др., 1974). При этом по существующим представлениям наиболее существенными являются процессы химической и физической сорбции загрязняющих веществ, активно протекающие в почвенном слое, породах зоны аэрации, в самих водоносных горизонтах и разделяющих слабопроницаемых слоях. Наибольшей сорбционной емкостью обычно характеризуются почвы и рыхлые тонкодисперсные, в том числе и слабопроницаемые, породы (супеси, суглинки, глины и др.); наименьшей — трещиноватые и закарстованные породы, в которых практически все виды загрязнения распространяются сравнительно быстро и на значительные расстояния.

Основными видами загрязнения подземных вод являются бактериальное, химическое и так называемое тепловое загрязнение.

Бактериальное загрязнение связано с появлением в подземных водах болезнетворных бактерий, что может являться причиной массовых случаев, главным образом кишечных заболеваний при использовании загрязненных вод в хозяйственно-питьевых целях. Большинство болезнетворных (патогенных) бактерий, по имеющимся оценкам, сохраняют свою жизнедеятельность короткое время (максимально до 1000 сут), поэтому бактериальное загрязнение, как правило, не распространяется на значительные расстояния и носит временный характер.

К сожалению, в настоящее время существуют ограниченные данные о выживаемости и распространении болезнетворных бактерий и вирусов в условиях водоносных горизонтов (см. гл. 4).

Бактериальное загрязнение, как правило, наиболее интенсивно проявляется в первом от поверхности (грунтовым) водоносном

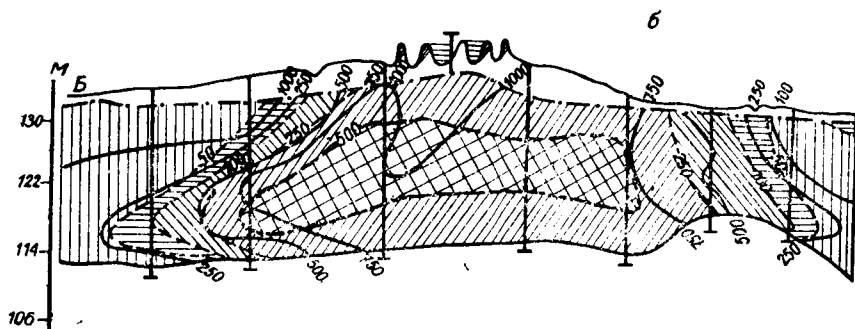
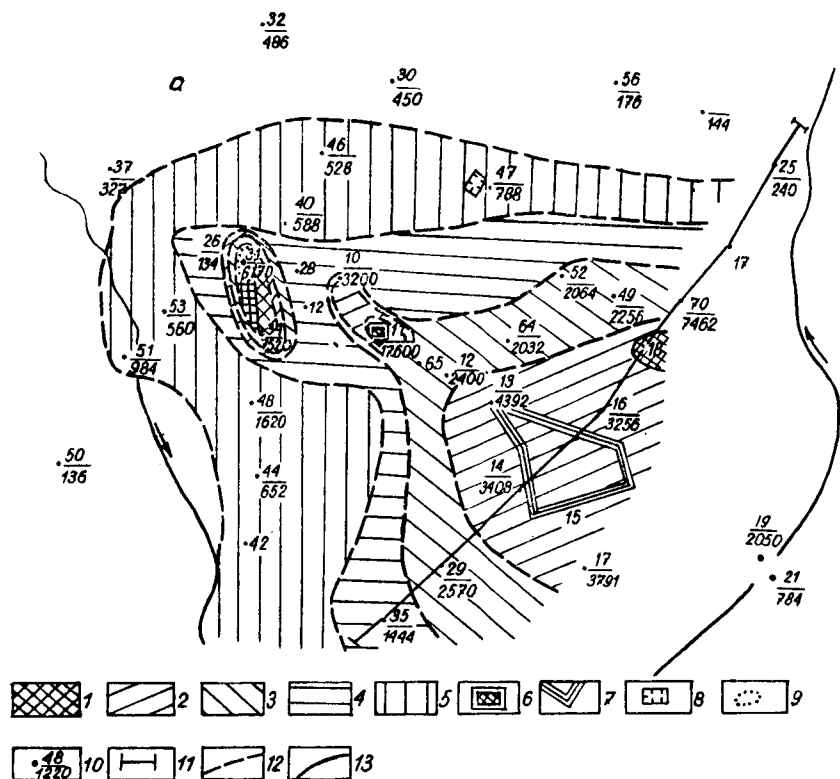


Рис. 16.4. Загрязнение грунтовых вод в районе фармацевтического завода (по Е. Л. Минкину, 1972): а — схематическая карта загрязнения; б — гидрогеохимический разрез; 1—5 — зоны распространения загрязненных грунтовых вод, различающихся по минерализации, мг/л (1 — свыше 10 000; 2 — от 3000 до 10 000; 3 — от 2000 до 3000; 4 — от 1000 до 2000; 5 — от 500 до 1000); 6 — ямы накопители нейтрализованных кислот; 7 — поля фильтрации; 8 — сливные ямы и свалки твердых отходов; 9 — контур засыпанного озера, в которое до 1950 г. осуществлялся сброс производственных стоков; 10 — скважины (цифры: в числителе номер скважины, в знаменателе — минерализация грунтовых вод, мг/л); 11 — линия гидрогеохимического разреза; 12 — уровень грунтовых вод (на разрезе); 13 — изолинии содержания хлора, мг/л (на разрезе)

горизонте. Очаги загрязнения чаще всего связаны с полями ас-сенизации и фильтрации, скотными дворами, выгребными ямами, неисправностями канализационных сетей, участками сброса канализационных стоков в поверхностные воды или закачки их в поглощающие колодцы и скважины и т. д.

Оценка бактериального загрязнения воды проводится путем определения содержания наиболее жизнестойких бактерий вида *coli* (кишечная палочка). Вода считается чистой, если в 1 л ее содержится не более трех кишечных палочек. Для бактериальной характеристики подземных вод чаще используется обратная величина «коли-титр», определяемая количеством кубических сан-тиметров воды, приходящихся на одну кишечную палочку. Для чистой воды «коли-титр» должен быть больше 333 (см. гл. 4).

Кроме содержания кишечной палочки производится оценка общего количества бактерий в 1 мл воды, а в случае подозрения на бактериальное загрязнение воды — определение содержания болезнетворных бактерий, кишечных вирусов и яиц гельминтов (Бочеве́р и др., 1979).

Химическое загрязнение подземных вод является наиболее распространенным и трудноустраняемым. Оно проявляется в наличии (появлении) в подземных водах минеральных и органических веществ, отсутствующих в естественных условиях, или в увеличении концентрации ранее имевшихся компонентов химического состава до значений, резко превышающих их содержание в естественных условиях.

Оценки степени загрязнения подземных вод в настоящее время выполняются главным образом для пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Минкин, 1972; Бочеве́р и др., 1979; Плотноков, 1989; и др.). При этом к собственно загрязненным водам обычно относят подземные воды, в которых содержание тех или иных нормируемых химических веществ превышает ПДК, что делает их непригодными для использования или даже опасными для здоровья человека. Однако в общем случае на начальной стадии загрязнения содержание тех или иных компонентов может и не достигать значений ПДК, а загрязнение в этом случае будет фиксироваться по появлению в подземных водах химических веществ, отсутствующих в естественных условиях, или по повышению концентраций «естественных» компонентов выше максимальных (для данного района, водоносного горизонта и т. д.) значений, наблюдаемых в естественных условиях.

Формирование химического загрязнения подземных вод связано в основном с газообразными, жидкими и твердыми отходами промышленного производства, сельскохозяйственной деятельностью, канализационно-бытовыми отходами городов и населенных пунктов. Пути поступления загрязняющих веществ в подземную гидросферу могут быть существенно различными.

В зависимости от вида хозяйственной деятельности и состава отходов набор загрязняющих химических веществ может быть

чрезвычайно широким. С промышленными отходами в зависимости от характера производства в водоносные горизонты могут поступать железо, цинк, хром, тяжелые металлы, сульфаты, хлориды, цианиды, роданиды; на нефтеперерабатывающих и химических предприятиях — фенолы, альдегиды, жирные кислоты, соединения азота, поверхностно-активные вещества и др. С внесением минеральных удобрений связано поступление в подземные воды аммиака, фосфора, марганца, сульфатов, хлоридов и др.; при применении химических средств защиты растений — мышьяка, фтора, меди, цинка и др.; с хозяйственно-бытовыми отходами кроме бактериального загрязнения — соединения азота, хлориды, поверхностно-активные вещества и др. (Бочеве́р и др., 1979).

Тепловое (термальное) загрязнение проявляется обычно в повышении температуры подземных вод в сравнении с ее значениями в естественных условиях. Подобные нарушения естественного температурного режима подземных вод характерны главным образом для городских территорий, крупных промышленных предприятий, а также для участков «захоронения» высокотемпературных жидких отходов промышленного производства (Гольдберг, 1979). В ряде случаев повышения температуры грунтовых вод могут быть связаны также с самовозгоранием, или химическим разложением твердых промышленных и бытовых отходов в местах их складирования. В свою очередь тепловое загрязнение подземных вод определяет изменения их химического и газового состава, микробиологической деятельности, деградацию многолетнемерзлых пород и др.

Охрана подземных вод как комплексная проблема имеет два основных направления: охрану подземных вод как *полезного ископаемого* на эксплуатирующихся или разведываемых месторождениях подземных вод и охрану подземных вод как *одного из основных компонентов природной (окружающей) среды*.

Охрана запасов подземных вод от загрязнения наиболее актуальна для месторождений пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого (а в ряде случаев и технического) водоснабжения, и месторождений лечебных минеральных вод.

На месторождениях этого типа необходимость оценки качества подземных вод и «охраны» этого качества в течение всего срока эксплуатации водозабора определена действующими инструкциями по оценке эксплуатационных запасов. При наличии в пределах расчетной области влияния эксплуатации существующих или потенциальных источников загрязнения подземных вод прогноз изменения качества подземных вод в обязательном порядке должен учитывать их возможное влияние при эксплуатации.

Если прогнозные расчеты подтверждают опасность загрязнения водозабора (в течение расчетного срока эксплуатации), предусматривается специальный комплекс мер по устранению возможных очагов загрязнения (ликвидация мелких предприятий или животноводческих ферм, ликвидация и очистка мест складирования отходов и т. д.), уменьшению их загрязняющего влия-

ния (создание безотходных технологий, устранение утечек из сетей и трубопроводов, утилизация отходов и т. д.) или мер, предотвращающих распространение загрязняющих веществ.

Более сложными являются случаи, когда в пределах самого продуктивного горизонта в зоне влияния водозабора или в смежных горизонтах, имеющих с ним гидравлическую связь, уже существуют участки с загрязненными подземными водами. Предотвращение распространения загрязнения и его поступления к водозабору может быть обеспечено только при проведении специальных мероприятий по локализации участка загрязнения (устройстве противодиффузионных экранов и завес, перехват загрязненных вод с помощью различного рода дренажных устройств и т. д.) или ликвидации загрязнения путем извлечения всего объема загрязненной воды или промывкой пласта с помощью воды или специальных растворов через систему нагнетательных и откачных скважин (Боचेвер и др., 1979).

Специальные мероприятия по локализации или устранению загрязнения подземных вод являются сложными и дорогостоящими (в сравнении с профилактическими мерами), кроме того, в случае больших площадей загрязнения и значительной мощности водоносных пород их применение, как правило, не дает удовлетворительных результатов.

В период эксплуатации месторождения защита подземных вод от загрязнения осуществляется путем создания так называемых зон «санитарной охраны» водозаборов. При обосновании зоны санитарной охраны учитывается необходимость осуществления: *стро-го санитарного режима* в пределах собственно водозаборного участка (само водозаборное сооружение, насосные станции, резервные емкости для воды и т. д.); *санитарного контроля* с применением при необходимости мер по локализации или ликвидации очагов загрязнения, а также существующего загрязнения подземных вод на площади месторождения, в границах участка, с которого, по прогнозным оценкам, в течение периода эксплуатации будет происходить поступление подземных вод к водозаборному сооружению (Штенгелов, 1988); *санитарного надзора* с проведением профилактических мероприятий в границах расчетной области влияния водоотбора с учетом возможности эксплуатации подземных вод после окончания расчетного периода, увеличения при необходимости отбора подземных вод с переоценкой их запасов, возможных ошибок в прогнозных расчетах и т. д. (Боचेвер и др., 1979).

Проблема охраны подземных вод как *компонента природной среды* вне связи с существующей или проектируемой на ближайшее время эксплуатацией решается значительно менее удовлетворительно по двум причинам. Во-первых, загрязнение подземных вод в этом случае непосредственно («сиюминутно») не угрожает здоровью человека, что определяет недостаточность существующих мер контроля, отсутствие необходимых ограничений и т. д. Во-вторых, те или иные меры по охране подземных вод при та-

кой постановке проблемы должны осуществляться в пределах обширных территорий (регионально), на площади естественноисторических или административных районов, областей и т. д. При этом постановка исследований и разработка мер по охране подземных вод могут осуществляться применительно к конкретно существующим или потенциальным участкам загрязнения (места складирования отходов, промышленные предприятия, населенные пункты и др.) или в пределах определенной, как правило, значительной территории, на которой загрязнение подземных вод может осуществляться различными путями.

В первом случае основными задачами при решении вопросов охраны подземных вод являются: оценка существующего загрязнения (состав загрязняющих веществ, их концентрации и т. д.), определение основных путей (очагов) загрязнения, прогнозные оценки распространения загрязнения в грунтовом водоносном горизонте, а при необходимости и в нижележащих горизонтах, разработка конкретных рекомендаций по предотвращению или уменьшению загрязнения подземных вод, включая производственно-технологические мероприятия (переход на безотходное производство или замкнутые системы водоснабжения и канализации, создание совершенных очистных сооружений и т. д.) и специальные, главным образом противодиффузионные, мероприятия, ограничивающие поступление загрязняющих веществ и их распространение уже в пределах самих водоносных горизонтов.

Во втором случае основные задачи связаны с проведением специальных наблюдений (контроля) за качеством подземных, главным образом, грунтовых вод, выявлением участков, в пределах которых состав подземных вод свидетельствует об их возможном загрязнении (появление химических веществ, не характерных для естественных условий, резко повышенные значения естественных компонентов состава и др.), выявлением основных путей поступления загрязняющих веществ, конкретных объектов и видов хозяйственной деятельности, с которыми связано загрязнение подземных вод, разработкой рекомендаций по проведению специальных исследований и прогнозных оценок на участках существующего загрязнения (см. выше).

В настоящее время проблема охраны подземных вод от загрязнения является прежде всего проблемой *социально-экономической*. Отсутствие «видимых» проявлений загрязнения на поверхности земли, гидрогеоэкологическая «неграмотность» работников местных и хозяйственных органов и связанные с этим представления о высокой степени защищенности подземных вод (в сравнении с поверхностными), отсутствие независимых вневедомственных экспертиз, значительная стоимость мероприятий по созданию безотходных технологий, очистке сточных вод и утилизации твердых отходов и т. д. приводят к тому, что во многих случаях практически не принимаются меры по охране подземных вод от загрязнения или принимаемые меры являются в значительной мере «облегченными» и не дают должного эффекта.

В то же время наиболее распространенные химические загрязнения подземных вод во многих случаях делают их *непригодными* для последующего использования. Кроме того, распространение загрязнения в подземных (грунтовых) водах в большинстве случаев определяет *последующее негативное влияние* их на поверхностные воды, почвы, растительность и т. д. В то же время, как уже указывалось выше, «очистка» водоносных горизонтов от загрязнения является исключительно сложным и дорогостоящим делом, а в ряде случаев вообще не дает необходимого эффекта, в связи с чем образовавшееся загрязнение водоносного горизонта может сохраняться на неопределенно долгое время (Бочевер и др., 1979).

Исследования, связанные с охраной подземных вод от загрязнения, оценками условий формирования загрязнения, его распространения в подземной гидросфере и т. д., всегда являются *прогнозными*. При обосновании таких прогнозов учитываются не только гидродинамика потоков подземных вод как фактор миграции загрязняющих веществ, но также сложная совокупность химических и физико-химических процессов, протекающих при взаимодействии загрязненных вод с «чистыми» подземными водами, почвенным слоем, породами зоны аэрации и т. д., а в ряде случаев также микробиологические процессы, активно протекающие в верхней части гидрогеологического разреза. В связи с этим организация подобных работ требует, как правило, совместного участия высококвалифицированных специалистов, владеющих методами гидрогеологических (миграционных) расчетов, гидрогеохимией (физической химией), а также методами почвенных и микробиологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова-Ерофеева С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М.: Недра, 1985. 412 с.
Гидрогеология/Под ред. В. М. Шестакова, М. С. Орлова. М.: Изд-во МГУ, 1984. 315 с.
Кирюхин В. А., Коротков А. И., Павлов А. Н. Общая гидрогеология. Л.: Недра, 1988. 359 с.
Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1977. 357 с.
Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология/Под ред. Е. В. Пиннекера. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.
Справочное руководство гидрогеолога. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 212 с.
Де Уист Р. Гидрогеология с основами гидрологии суши. М.: Мир, 1969. 311 с.

Дополнительная

Введение

- Бисвас А. К. Человек и вода. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 286 с.
Гордеев Д. И. Основные этапы истории отечественной гидрогеологии//Тр. ЛГГП им. Ф. П. Саваренского. 1954. Т. 7. 383 с.

Глава 1

- Горшков И. Ф. Основы гидрологических расчетов. Л.: Гидрометеониздат, 1979. 430 с.
Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 683 с.
Толстой М. П., Швецов П. Ф. Еще раз о гидросфере и ее границах//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 3. С. 90—93.
Федосеев И. А. Гидросфера: ее границы и масса воды//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1974. № 2. С. 24—33.
Чеботарев А. И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 544 с.

Глава 2

- Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наукова думка, 1971. 272 с.
Макаренко Ф. А., Ильин В. А., Кононов В. Н. Физическая модель подземной гидросферы//Гидрогеол. и инж. геол. М., 1972. С. 15—25 (Международ. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов).
Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л.: Недра, 1977. 144 с.
Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968. 231 с.
Сергеев Е. М. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1983. 389 с.

Глава 3

- Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах/Пер. с англ. Л.; М.: ОНТИ, 1935. 240 с.

Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 383 с.
Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1971. 216 с.

Глава 4

Вода питьевая. Методы анализа. М.: Изд-во стандартов, 1984. 230 с.
Глазовская М. А., Добровольская Н. Г. Геохимические функции микроорганизмов. М.: Изд-во МГУ, 1954. 152 с.
Драйвер Ч. Геохимия природных вод. М., Мир. 440 с.
Крайнов С. Р., Швеи В. М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 286 с.
Крайнов С. Р., Швеи В. М. Геохимия вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987. 237 с.
Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. 296 с.
Питьева К. Е., Брусиловский С. А., Вострикова Л. Ю., Чесалов С. М. Практикум по гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1984. 254 с.
Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 359 с.
Таубе П. Р., Баранова А. Г. Химия и микробиология воды. М. Высш. школа, 1983. 271 с.

Глава 5

Гавич И. К. Гидрогеодинамика. М.: Недра, 1988. 348 с.
Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. 239 с.
Шестаков В. М. Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1979. 360 с.

Глава 6

Зайцев И. К. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Л. С. 111—160.
Пиннекер Е. В. Подземная гидросфера. Новосибирск: Наука, 1984. 156 с.
Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М.: ОНТИ, 1939. 113 с.

Глава 7

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны//Тр. ЛГГП им. Ф. П. Саваренского. 1949. Т. 6. С. 5—12.
Ланге О. К. Гидрогеология. М.: Высш. школа, 1969. 365 с.
Лебедев А. В., Ярцева Е. Н. Оценка питания и баланса грунтовых вод. М.: Недра, 1967. 171 с.
Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. 239 с.
Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во МГУ, 1984. 607 с.
Семихатов А. Н. Гидрогеология. М.: Сельхозгиз, 1954. 328 с.
Справочное руководство гидрогеолога. Т. 2. Л.: Недра, 1979. 295 с.

Глава 8

Богомолов Г. В. и др. Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур. Минск: Наука и техника, 1971. 334 с.
Всеволожский В. А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. М.: Недра, 1983. 167 с.
Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972. 280 с.

Глава 9

Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Под ред. Е. А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь: Изд-во ПГУ. Т. 1. 1963. 444 с.; Т. 2. 1969. 529 с.
Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 383 с.

- Разломы земной коры Урала и методы их изучения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 104 с.
- Смехов Е. М. Трещиноватость горных пород и трещинные коллекторы. Тр. ВНИИГРИ. Вып. 193. М.: Гостоптехиздат, 1962. 237 с.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 322 с.

Глава 10

- Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. I. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. М.: Недра, 1976. 656 с.
- Зайцев И. К. Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1986. 239 с.
- Кирюхин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 381 с.
- Подземный сток на территории Центральной и Восточной Европы/Под ред. А. А. Коноплянцева. М.: Недра, 1982. 288 с.

Глава 11

- Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964. 304 с.
- Гидрогеология СССР. Т. X. Грузинская ССР. М.: Недра, 1970. 404 с.
- Формирование, прогноз, управление режимом подземных вод конусов выноса/Под ред. Ж. С. Сыдыкова. Алма-Ата: Наука, 1978. 154 с.

Глава 12

- Вельмина И. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М.: Недра, 1970. 325 с.
- Мерзлотведение/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1981. 239 с.
- Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1983. 232 с.
- Фотиев С. М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.

Глава 13

- Гидрогеология Африки/Под ред. Н. А. Маринова. М.: Недра, 1978. 371 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XXXIV. Карагандинская обл. М.: Недра, 1970. 563 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XXXV. Западный Казахстан. М.: Недра, 1971. 522 с.
- Кац Д. М., Шестаков В. М. Мелиоративная гидрогеология. М.: Изд-во МГУ, 1981. 296 с.
- Линзы пресных вод пустыни/Под ред. В. Н. Кунина. М.: Наука, 1963. 378 с.
- Никитин Р. М., Ахметьева Н. П., Санин М. В. Ресурсы соленых вод и соленых подземных вод СССР. М.: Наука, 1978. 142 с.

Глава 14

- Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 3. Ресурсы подземных вод СССР и перспективы их использования. М.: Недра, 1977. 280 с.
- Плотников Н. И. Поиски и разведка подземных вод для целей крупного водоснабжения. М.: Изд-во МГУ. Ч. I. 1965. 243 с.; Ч. II. 1968. 470 с.
- Подземный сток на территории СССР/Под ред. Б. И. Куделина. М.: Изд-во МГУ, 1966. 303 с.

Глава 15

- Бондаренко С. С., Куликов Г. В. Подземные промышленные воды. М.: Недра, 1984. 355 с.
- Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М.: Недра, 1972. 127 с.
- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 168 с.
- Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды: лечебные, промышленные, энергетические. Л.: Недра, 1977. 240 с.

Глава 16

- Бочеввер Ф. Н., Лапшин Н. Н., Орадовская А. Е. Защита подземных вод от загрязнения. М.: Недра, 1979. 254 с.
- Методы охраны подземных вод от истощения и загрязнения/Под ред. И. К. Гавич. М.: Недра, 1985.
- Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод. Новосибирск: Наука, 1983. 231 с.
- Пиннекер Е. В. Охрана подземных вод. Новосибирск: Наука, 1979. 67 с.
- Плотников Н. И. Техногенные изменения гидрогеологических условий. М.: Недра, 1989. 268 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Часть I. Подземные воды как элемент гидросферы Земли	14
<i>Глава 1. Общие сведения о гидросфере планеты</i>	<i>14</i>
1.1. Единство природных вод Земли	14
1.2. Поверхностная часть гидросферы. Водный баланс суши	17
<i>Глава 2. Состав и строение подземной гидросферы</i>	<i>29</i>
2.1. Виды воды в горных породах	29
2.2. Строение подземной гидросферы (геогидросферы)	34
<i>Глава 3. Водно-коллекторские свойства горных пород</i>	<i>41</i>
3.1. Сквозность (пустотность) горных пород	41
3.2. Влажность и влагоемкость	48
3.3. Проницаемость	50
<i>Глава 4. Физические свойства и состав подземных вод</i>	<i>53</i>
4.1. Вода как химическое вещество. Строение молекулы, структура, свойства, изотопный состав	53
4.2. Физические свойства подземных вод	57
4.3. Состав подземных вод	61
4.4. Факторы и процессы формирования химического состава подземных вод	88
<i>Глава 5. Динамика и режим подземных вод</i>	<i>103</i>
5.1. Фильтрационный поток	103
5.2. Закон Дарси	107
5.3. Режим и баланс подземных вод	111
<i>Глава 6. Классификация подземных вод</i>	<i>120</i>
Часть II. Формирование различных типов подземных вод	131
<i>Глава 7. Грунтовые воды и воды зоны аэрации</i>	<i>131</i>
7.1. Воды зоны аэрации	131
7.2. Грунтовые воды	134
<i>Глава 8. Межпластовые воды</i>	<i>169</i>
<i>Глава 9. Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах</i>	<i>181</i>
9.1. Трещинные воды	181
9.2. Трещинно-карстовые воды	193
Часть III. Основы региональной гидрогеологии	206
<i>Глава 10. Артезианские бассейны платформенного типа</i>	<i>209</i>
10.1. Структура и строение артезианских бассейнов	209
10.2. Формирование артезианских вод	215

10.3. Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность бассейна	227
Глава 11. Гидрогеологические массивы и складчатые области	238
11.1. Гидрогеологические массивы	239
11.2. Артезианские бассейны межгорного типа	243
11.3. Субартезианские бассейны, гидрогеологические субмассивы, вулканогенные бассейны	249
Глава 12. Подземные воды области распространения многолетнемерзлых пород (криолитозоны)	255
12.1. Основные типы подземных вод области распространения ММП	257
12.2. Криогенное преобразование гидрогеологических структур	269
Глава 13. Подземные воды аридных областей	276
13.1. Режим и баланс грунтовых вод	276
13.2. Формирование химического состава	286
Часть IV. Использование и охрана подземных вод	291
Глава 14. Ресурсы подземных вод хозяйственно-питьевого назначения	294
Глава 15. Минеральные воды	310
15.1. Лечебные минеральные воды	311
15.2. Промышленные воды	324
15.3. Теплоэнергетические воды	327
Глава 16. Охрана подземных вод	331
Литература	346

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

ВСЕВОЛОЖСКИЙ Владимир Алексеевич

ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Зав. редакцией **И. И. Шехура**
Редактор **Г. С. Савельева**
Художественный редактор **Н. Ю. Калмыкова**
Художник **С. Л. Витте**
Технический редактор **О. В. Андреева**
Корректоры **Л. А. Костылева, В. И. Долина**

ИБ № 3754

Сдано в набор 22.11.90	Подписано в печать 26.02.91	
Формат 60×90/16	Бумага тип. № 2	Гарнитура литературная
Высокая печать	Усл. печ. л. 22,0	Уч.-изд. л. 24,56
Тираж 3700 экз.	Заказ 375.	Изд. № 1455
Цена 2 р. 70 к.		

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы