Ю.А. Гледко

Гидрогеология

Допущено
Министерством образования
Республики Беларусь
в качестве учебного пособия
для студентов учреждений
высшего образования
по специальности
«География (гидрометеорология)»

Минск
«Вышэйшая школа»
2012

УДК 556.3(075.8)
ББК 26.35я73
Г53

Рецензенты: кафедра геологии и разведки полезных ископаемых учреждения образования «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины» (кандидат географических наук, доцент *А.И. Павловский*); заведующий кафедрой экономической географии и охраны природы учреждения образования «Белорусский государственный педагогический университет имени М. Танка» доктор геолого-минералогических наук, профессор *М.Г. Ясовеев*

Все права на данное издание защищены. Воспроизведение всей книги или любой ее части не может быть осуществлено без разрешения издательства

ISBN 978-985-06-2126-9

© Гледко Ю.А., 2012
© Издательство «Вышэйшая школа», 2012

ВВЕДЕНИЕ

«Гидрогеология» входит в состав теоретических и практических дисциплин для подготовки специалистов по специальности «География», в том числе по направлению «Гидрометеорология». Цель дисциплины – формирование у студентов целостного представления о строении и происхождении подземной гидросферы, о взаимодействии поверхностных и подземных вод, закономерностях географического размещения подземных вод, их движения, а также приобретение навыков по основным методам гидрогеологических исследований и прогнозов.

Изучение курса позволит специалистам в области гидрометеорологии грамотно решать многие народнохозяйственные задачи, связанные с комплексным использованием и охраной водных ресурсов, эффективным управлением поверхностным и подземным стоками, прогнозированием минимальных расходов рек для гидроэнергетического проектирования, водоснабжения и других отраслей хозяйства, читать гидрогеологические разрезы и карты, выполнять расчеты подземной составляющей водных балансов речных бассейнов и отдельных водоемов.

Вода земных недр – важнейшее для человека полезное ископаемое. Она широко используется как лечебное средство (минеральные воды курортов и санаториев) и в качестве горнохимического сырья для промышленного извлечения из нее ценных компонентов. Без воды невозможен ни один геологический процесс в недрах и на поверхности Земли, с ее участием создаются и разрушаются месторождения полезных ископаемых.

Особенно велика роль гидрогеологии при проведении различных экологических, и в частности геоэкологических, исследований. В силу своей мобильности вода способствует миг-

рации различных загрязнителей и в то же время часто является объектом загрязнения.

Учебная дисциплина представляет систему взглядов, отражающую современный уровень знаний. При этом рассматриваются такие проблемные и дискуссионные вопросы, как генезис подземной гидросферы, эволюция состава подземных вод, геологическая форма движения воды. Большое внимание уделяется также прикладным проблемам, например проблемам экологической гидрогеологии и водообеспечения.

ЧАСТЬ 1

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

1. Гидрогеология как наука, научные методы и задачи гидрогеологии. История развития науки

1.1. Гидрогеология как наука, научные методы и задачи гидрогеологии

Согласно большинству существующих определений, **гидрогеология** – это наука, которая изучает подземные воды планеты: закономерности их распространения в земной коре, условия залегания и движения, их 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 (или подземную гидросферу по Ф.П. Саваренскому, М.Л. Овчинникову, Е.В. Пиннекеру и др., или гидрогеосферу по Н.И. Плотникову), законы ее строения и развития, процессы, происходящие в ней в естественных условиях и в условиях интенсивного антропогенного воздействия.

Основным *объектом* исследования гидрогеологии являются ***подземные воды*** – главный элемент гидросферы, особенности которого определяют содержание и методологию науки.

Гидрогеология – дисциплина геологическая. Изучение подземных вод методологически неправильно, а в ряде случаев и невозможно проводить вне исследования горных пород, геологических структур земной коры, их строения и истории развития, вне познания геологических процессов, происходящих

в земной коре и мантии. Академик В.И. Вернадский, оценивая роль воды (в том числе подземной) в истории развития планеты, считал, что «нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней (водой) по влиянию на ход основных самых грандиозных геологических процессов» (1931). Отсюда становится очевидной тесная взаимо связь гидрогеологии с геологией, геохимией, минералогией и другими науками геологического цикла.

Вместе с тем гидрогеология – это отрасль гидрологии в широком понимании, поскольку подземные воды представляют собой водный объект, являясь частью единой гидросферы Земли. Можно считать, что все молекулы воды, находящиеся в атмосфере, горных породах, живом веществе, являлись в некоторый период своей истории частью единой гидросферы Земли и при определенных условиях могут 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 связывает гидрогеологию с метеорологией, гидрологией суши, океанологией и другими науками этого цикла.

Как часть водной оболочки планеты подземные воды обладают важнейшим свойством воды – подвижностью, которая сохраняется (в жидком и газообразном состояниях) при определенных условиях до значительных глубин геологического разреза. В связи с этим важным представляется изучение количества и формы 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 физики (механика сплошных сред, гидравлика, термодинамика и др.).

Подземные воды во всех без исключения случаях 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. Содержание химических элементов в подземных водах включает практически всю периодическую систему Менделеева плюс сложно построенные комплексы минеральных, органических и органоминеральных соединений. Исследование химической природы объекта, условий и закономерностей ее формирования невозможно без знания физической и коллоидной химии, химии органических

соединений, а также микробиологии и биохимии, когда необходимо оценить роль «живого вещества» в процессах формирования химического состава подземных вод.

Использование подземных вод чрезвычайно разнообразно. Вода земных недр – важнейшее для человека полезное ископаемое: пресные подземные воды применяются для питьевого, хозяйственного и другого водоснабжения, минеральные лечебные, минеральные промышленные воды – для получения ряда химических веществ, термальные – для получения электроэнергии и теплофикации. Изучение подземных вод важно при мелиоративных работах, целью которых является создание оптимального водного режима на сельскохозяйственных землях; в геологических исследованиях при поисках, разведке и эксплуатации определенных типов месторождений полезных ископаемых, в том числе нефтяных и газовых; для гидрогеологического обоснования различных видов строительства, прежде всего гидротехнического, промышленного, городского и др.; 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 XIX–XX вв., гидрогеология развивалась главным образом как прикладная наука, призванная решать конкретные задачи хозяйственной деятельности человека. Во второй половине XX в. все возрастающие масштабы использования геологической среды и подземных вод как ее важнейшего элемента потребовали не только решения практических задач (рациональное комплексное использование подземной гидросферы, разработка долгосрочных прогнозов влияния человека на подземную часть гидросферы и в недалеком будущем управление подземной гидросферой планеты, прежде всего верхней ее частью, где протекает хозяйственная деятельность человека), но и разработки фундаментальных теоретических положений гидрогеологии (познание основных законов развития подземной гидросферы планеты, количественная оценка природных процессов, протекающих в ней, и роль 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 вышеизложенным в гидрогеологии могут быть выделены следующие теоретические направления:

- общая гидрогеология (основы учения о подземной гидросфере, появлении и закономерностях распределения воды в недрах Земли);
- региональная гидрогеология (закономерности распространения подземных вод в земной коре, типы гидрогеологических структур, формирование различных типов подземных вод);
- гидрогеодинамика (исследование законов движения подземных вод, закономерностей формирования их гидродинамического режима и ресурсов);
- гидрогеохимия (исследование законов миграции химических элементов в подземной гидросфере и процессов формирования химического состава подземных вод);
- гидрогеотермия (исследование термических свойств и процессов теплопереноса с подземными водами);
- палеогидрогеология (происхождение и история развития подземной гидросферы, исследование роли подземных вод в геологических процессах).

В методические и прикладные направления могут быть включены:

- методика гидрогеологических исследований – методы проведения гидрогеологических исследований (съемка, поисково-разведочные, режимные, опытные и камеральные работы);
- методика оценки ресурсов подземных вод – выявление типов месторождений подземных вод, условий формирования и оценка ресурсов подземных вод разного типа;
- гидрогеология месторождений полезных ископаемых – гидрогеологические методы поисков месторождений полезных ископаемых, гидрогеологическое обоснование шахтного строительства и условий эксплуатации месторождений разного типа;
- мелиоративная гидрогеология – гидрогеологические исследования при проектировании мелиоративных систем, оптимизация водно-солевого режима мелиорируемых земель;
- инженерная гидрогеология – гидрогеологические изыскания при проектировании и строительстве инженерных сооружений различного типа;
- экологическая гидрогеология – охрана подземных вод, гидрогеологические аспекты охраны природной (геологической) среды;

● мониторинг подземных водных объектов – систематические (многолетние) наблюдения за состоянием и изменением режима и баланса подземных вод, их состава и качества.

Гидрогеология использует *методы* исследования, применяемые в науках о Земле и трансформированные относительно изучения подземной гидросферы. Разработка теоретических разделов гидрогеологии и решение конкретных (прикладных) задач осуществляются с использованием собственно гидрогеологических методов, таких как ***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***. Широкое распространение получили методы фундаментальных наук – физические, химические, физико-химические, математические, экологические.

В целях количественно-качественной оценки различных компонентов подземной гидросферы гидрогеология ориентируется на натурные исследования, поисково-разведочные работы и геофизические методы. В гидрогеологию раньше, чем в смежные науки, стали внедряться расчеты, лабораторные эксперименты и моделирование природных процессов.

1.2. История развития науки

Гидрогеология как самостоятельная отрасль знания возникла более 100 лет назад – на рубеже 70–80-х гг. XIX в. В 1880-х гг. терминами «гидрогеология» и «гидрогеологический» стали широко пользоваться в России.

За прошедшее время гидрогеология превратилась в комплексную науку. Вода земных недр относится к важнейшим полезным ископаемым. В некоторых странах она стала основным, а иногда единственным источником питьевого водоснабжения и орошения. Кроме того, подземные воды в виде минеральных и бальнеологических вод используются в лечебных и профилактических целях. Особая разновидность подземных вод – рассолы – ценнейшее сырье для многих отраслей народного хозяйства страны. Вода является участником всех геологических процессов, происходящих в недрах Земли, с ее участием формируются и разрушаются месторождения полезных ископаемых.

Имеющиеся неполные данные свидетельствуют о том, что уже в 3000–2000 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: сооружались достаточно глубокие и сложные водосборные галереи, эксплуатировавшие подземные воды конусов выноса и аллювиальных отложений. В древнем Китае существовала техника бурения и горных работ, которая позволяла сооружать водозаборные колодцы глубиной до 1200–1500 м, откуда получали подземные рассолы.

Первая известная работа, в которой с общефилософских позиций рассматривается роль воды на планете, в том числе и проблема происхождения подземных вод, принадлежит философу ***Фалесу Милетскому*** (около VI в. до н.э.). По его мнению, 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. Аристотель (384–322 гг. до н.э.) предполагал, что подземная вода формируется главным образом за счет сгущения воздуха (водяного пара), поступающего из недр Земли (и, вероятно, с поверхности), а какая-то часть подземной воды образуется путем просачивания через поверхность Земли дождевой воды.

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. Римский инженер ***Марк Витрувий Поллио*** (I в. до н.э.) в труде «Об архитектуре» дал наиболее правильное (с современной точки зрения) объяснение процесса формирования подземных вод за счет просачивания или инфильтрации (*инфильтрационная теория* происхождения подземных вод) атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Земли. В то же время им не отвергалась возможность происхождения подземных вод в процессе 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). Это поло-

жение принималось европейскими философами в качестве основного на протяжении более 1500 лет. В Средние века более скрупулезно в сравнении с европейскими учеными подошли к изучению формирования и использования подземных вод философы Ближнего Востока и Средней Азии (районов традиционного интенсивного использования подземных вод в хозяйственных целях). Хорезмский мыслитель А. аль-Бируни (973–1048) рассматривал вопросы движения подземных вод и формирования фонтанирующих источников (колодцев). Персидский ученый М. Каради (X в.) посвятил свою работу «Поиски скрытых под землей вод» основным проблемам формирования, поиска и использования подземных вод.

В XVI–XVII вв. ряд европейских ученых-естествоиспытателей – Г. Агрикола (Бауэр) (1494–1555), Б. Палисси (1510–1590), Р. Декарт (1596–1650), И. Кеплер (1571–1630), А. Кирхер (1601–1680), развивая идеи древних философов и систематизируя накапливающиеся фактические данные в различной постановке, рассматривают вопросы происхождения подземных вод и их движения в земной коре.

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. Сена. В «Происхождении источников» (1674) Перро и «Трактате о движении вод» (1717) Мариотта по результатам измерения количества атмосферных осадков и расхода р. Сена в створе Королевского моста в Париже показано, что речной сток Сены составляет менее 20% (1/6) от суммарного количества атмосферных осадков. Был сделан вывод о том, что за вычетом испарения значительная часть выпадающих осадков (около 30%) расходуется на инфильтрационное питание подземных вод. Мариотт рассматривал также механизм просачивания атмосферных осадков, представление о существовании водоносных и водоупорных пород, зависимость дебитов источников от количества выпадающих атмосферных осадков и др. С его именем стали связывать идею плювиального (дождевого) происхождения подземных вод.

Значительный вклад в разработку важнейших направлений гидрогеологической науки внес русский ученый-энциклопедист ***М.В. Ломоносов***. В работах «О слоях земных», «О рожде-

нии металлов от трясения земли» и других он связывал происхождение подземных вод с количеством и просачиванием атмосферных осадков, рассматривал различную проницаемость горных пород по отношению к воде, рассуждал о процессах взаимодействия подземных вод с горными породами. Ученый достаточно полно представлял условия формирования подземных вод, их взаимодействие с поверхностными и атмосферными водами, роль процессов взаимодействия подземных вод с минеральным веществом горной породы с точки зрения формирования состава воды, переноса минеральных веществ подземными водами и др.

Возникновение гидрогеологии как науки относится ко второй половине XIX в., поскольку именно тогда наступил серьезный перелом в познании региональных гидрогеологических закономерностей и оформлении гидрогеологической теории. Научные споры о происхождении подземных вод, главным образом о роли процессов инфильтрационного питания и конденсации водяного пара, продолжались (Л. Эли де Бомон, О. Фольгер, Е. Вольни и др.). Работы А. Добре (1887) и И. Гааза (1885) могут рассматриваться в качестве первых учебников гидрогеологии, хотя сам термин «гидрогеология» в них не употребляется.

В 1902 г. австрийским геологом Э. Зюссом предложена гипотеза *ювенильного* происхождения подземных вод (ювенильные воды) за счет процессов синтеза водорода и кислорода в магматических расплавах (мантийное происхождение подземных вод). В 1902–1908 гг. Н.И. Андрусовым, Г. Гефером и А.Ч. Лейном независимо друг от друга выдвинута гипотеза *седиментогенного* происхождения подземных вод за счет «захоронения» морских вод в процессе образования донных осадков и их последующего «отжатия» при уплотнении и литификации.

Первое математическое описание движения подземных вод (закон фильтрации) дано французским инженером-гидравликом ***Анри Дарси*** в 1856 г. на основании результатов экспериментального изучения фильтрации воды в лабораторных условиях. Можно считать, что обоснование этого закона положило начало исследованиям в области теории движения подземных вод и фильтрационных расчетов. Дальнейшая разработка теории гидрогеологических расчетов осуществлялась Ж. Дюпюи (1857), А. Тимом (1887), Ф. Форхгеймером, Ч. Слихтером (1899) и, уже в XX в., Ч. Тейсом, М. Маскетом, а также в рабо-

тах русских 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 и 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, С.Н. Никитин, Г.Е. Щуровский и др.); о природной зональности и связи химического состава грунтовых вод с физико-географическими условиями (В.В. Докучаев, В.Ф. Зуев, В. Оппоков, П.В. Отоцкий); о 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 можно считать основоположником региональной гидрогеологии. В его работе «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» рассматривалась 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 горными породами имели работы русского ученого-почвоведа ***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 в работах А.П. Герасимова, А.Н. Огильви, Н.Н. Славянова, первые сведения о подземных водах районов распространения вечной мерзлоты, изложенные в работе А.В. Львова (1916), и др.

После Октябрьской 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 Всесо-

южный гидрогеологический съезд, на котором были представлены интересные работы по общим вопросам гидрогеологии (О.К. Ланге, А.Ф. Лебедев, Ф.П. Саваренский и др.), зональности грунтовых вод и принципам гидрогеологического районирования (П.И. Васильевский, В.С. Ильин, А.Н. Семихатов, Р.Н. Каменский, Н.И. Толстихин и др.), региональной гидрогеологии (К.И. Маков, Н.А. Плотников, Н.Ф. Погребов, Н.С. Токарев и др.).

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

Если к началу Второй мировой войны гидрогеология оформилась в современную науку, то послевоенные годы можно считать периодом ее расцвета. Такое развитие обусловлено прежде всего с практическими запросами: с одной стороны, это колоссальные потребности в подземных водах как комплексном полезном ископаемом и, с другой, глобальное воздействие человека на подземную гидросферу, что стимулировало кардинальные научно-прикладные разработки как по устранению вредного влияния подземных вод при проведении различных видов строительства, так и по защите подземных вод от загрязнения и истощения. Перед гидрогеологами встала принципиально новая проблема рационального использования и охраны ресурсов подземной гидросферы.

В послевоенный период и до настоящего времени одной из важнейших проблем гидрогеологии является исследование 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 сформулирована академиком Ф.П. Саваренским в начале 1940-х гг. Дальнейшая ее разработка нашла отражение в работах советских гидрогеологов М.Е. Альтовского, Н.Н. Биндемана, Ф.М. Бочевера, Б.И. Куделина, Ф.А. Макаренко, Н.А. Плотникова,

Н.И. Плотникова, Л.С. Язвина и др. 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 1970-х гг. численного моделирования с использованием ЭВМ. В развитие этого направления значительный вклад внесли труды советских ученых Ф.М. Бочевера, Н.Н. Веригина, И.К. Гавич, Н.К. Гиринского, И.Е. Жернова, Г.Н. Каменского, А.А. Краснопольского, Л.С. Лейбензона, П.Я. Полубариновой-Кочиной, А.И. Силина-Бекчурина, В.М. Шестакова, В.Н. Щелкачева и др.

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

Развитие региональной гидрогеологии связано с работами И.К. Зайцева, Г.Н. Каменского, Б.И. Куделина, О.К. Ланге, Н.А. Маринова, А.М. Овчинникова, Н.В. Роговской, Ф.П. Саваренского, А.Н. Семихатова, Н.И. Толстихина и др. Освоение северных районов способствовало быстрому развитию в послевоенный период нового направления науки – криогидрогеологии (гидрогеологии криолитозоны), становление которой связано с именами А.И. Ефимова, В.А. Кудрявцева, Н.Н. Романовского, М.И. Сумгина, Н.И. Толстихина, О.Н. Толстихина, С.И. Фотиева, П.Ф. Швецова и др.

Теоретическими центрами по гидрогеологии стали основанный в 1939 г. Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) Министерства геологии СССР и функционировавшая в системе Академии наук СССР Лаборатория гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского. Комплекс теоретических исследований был начат в ряде вузов – институтах (Московском

геолого-разведочном, Ленинградском горном, Томском политехническом и т.д.) и университетах (Московском и др.).

За рубежом начиная с 50-х гг. XX в. гидрогеологические исследования предпринимались во многих странах. По инициативе ЮНЕСКО проведено всестороннее изучение подземных вод аридной зоны земного шара, благодаря чему в развивающихся странах Африки (в частности, среди безводных пустынь Сахары), Азии и Латинской Америки обнаружены значительные ресурсы подземных вод. Весьма детально изучены гидрогеологические условия зарубежной Европы и США, где ресурсы подземных вод фактически полностью взяты на учет. В некоторых странах (США, Франция и др.) изучение подземных вод чаще всего входит в комплекс гидрогеологических исследований (в частности, при оценке водных ресурсов) или является предметом рассмотрения в геологии месторождений полезных ископаемых (например, при геологоразведочных работах на нефть и газ). Иногда ведется исследование лишь химии подземных вод или гидравлики подземных вод.

Современная гидрогеология – комплексная наука. Она состоит из нескольких самостоятельных направлений (см. § 1.1); многие из них реализуют новые идеи и созданы на основе теоретических, методических и прикладных разработок последних лет.

1.3. История гидрогеологических исследований в Беларуси

Состояние гидрогеологической науки в Беларуси с конца XIX в. и до начала 60-х гг. XX в. характеризуется преобладанием воззрений, заложенных еще А. Дарси, Ж. Дюпюи, А. Тимом, Ф. Форхгеймером и другими основателями классической гидрогеологии. На этом этапе гидрогеология опирается на учение об артезианских бассейнах, главные постулаты которого легли в основу региональной гидрогеологии, гидродинамики, гидрогеохимии и других ветвей гидрогеологии. В процессе накопления и анализа фактического материала возникали и исчезали разнообразные концепции и гипотезы, преемственность и смена которых определялись потребностями практического применения и, следовательно, развитием самой гидрогеологической науки.

Первые систематические гидрогеологические и гидрологические исследования в пределах современных административ-

ных границ Республики Беларусь связаны с изучением перспектив проведения осушительной мелиорации Припятского Полесья. В течение 1873–1898 гг. в западной части Полесья работала экспедиция под руководством генерала И.И. Жилинского. В 1914–1916 гг. А.М. Жирмунский проводит гидрогеологические работы по обеспечению водоснабжения войск Западного фронта. Уже в советское время по материалам исследований в период Первой мировой войны выходит его книга «Подземные воды Западного края» (1927). В начале Первой мировой войны в Минске пробурены глубокие для этого времени скважины (283 м), предназначенные для городского водоснабжения. Материалы исследований, проводимых при бурении, позволили выделить основные водоносные горизонты четвертичных и дочетвертичных отложениий.

Первые сведения о подземных водах и условиях водоснабжения Минска относятся к 1904 г. и освещены в работах Е.В. Оппокова. Данные о гидрогеологических условиях верхних водоносных горизонтов Минской губернии, используемых для водоснабжения, приводятся в описаниях буровых скважин и колодцев, выполненных И.Ф. Синцовым. В них содержатся и первые сведения о химическом составе подземных вод по отдельным пунктам наблюдений.

Комплексные гидрогеологические исследования для обоснования хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Минска за счет подземных вод впервые были проведены в 1928–1929 гг. сотрудниками Бюро по изучению подземных вод СССР М.П. Семеновым, М.А. Вевиоровской, В.Т. Анохиной и другими под руководством Г.В. Богомолова. В результате этих исследований Г.В. Богомоловым впервые дана детальная характеристика гидрогеологических условий района г. Минска, выделен и рекомендован для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения днепровский-сожский водно-ледниковый комплекс и (также впервые для района исследований) произведен расчет производительности группового водозабора. Материалы этих исследований положены в основу сооружения водозабора «Новинки» производительностью в 25 тыс. $м^3$ /сут – первого группового водозабора в Минске.

Первые упоминания о минеральных водах в Беларуси относятся к середине XIX в. Издавна считались целебными воды источников в д. Барковщина Ушачского района, г.п. Видзы Браславского района, г. Логойск, Сенно и др. Исследованиями, проведенными П.В. Остапеней в довоенный период (1937–

1939), доказано, что воды этих источников являются пресными, иногда содержат повышенное количество железа. Как правило, все эти водопроявления не представляют бальнеологической ценности и связаны с верхними водоносными горизонтами антропогена.

В 1929 г. в Минске при бурении скважины для водоснабжения в интервале 300–353,8 м вскрыты минерализованные воды хлоридного натриевого состава (1,6–6,1 г/л). В Бобруйске примерно в это же время пробурена скважина, вскрывшая в верхнепротерозойских отложениях на глубине 271,2 м хлоридные натриевые воды с минерализацией около 16 г/л. Проявления сульфатных минеральных вод стали известны в 1930-е гг. в окрестностях Могилева и Осиповичском районе, а также вскрыты в Борисове и Чашниках.

В связи с возросшей потребностью города в воде в 1935–1937 гг. сотрудниками института «ВодГео» В.И. Духаниной, Л.П. Магером, Б.И. Айзиным и другими под научным руководством Г.В. Богомолова были продолжены исследования по изучению гидрогеологических условий района и обоснованию использования источников водоснабжения Минска с охватом более удаленных от города площадей. В результате выявлены четыре участка, перспективных для строительства новых водозаборов (Петровщина, Зеленовка, Дражня и Городище). По каждому из участков составлены специальные отчеты, в которых освещены геологогидрогеологические условия и возможности сооружения на них групповых водозаборов.

В 1937–1938 гг. в Институте геологии и гидрогеологии Академии наук БССР составляется кадастр подземных вод, в котором учтено около 1000 водопунктов (буровые скважины, колодцы и источники). В 1939 г. при Белорусском геологическом управлении организована Гидрогеологическая станция для проведения режимных наблюдений за уровнями, температурой и химическим составом подземных вод основных эксплуатационных водоносных горизонтов.

В результате гидрогеологических исследований в период до Второй мировой войны установлены отдельные закономерности распространения и химического состава подземных вод, количественно оценены их ресурсы, доказана роль грунтовых вод в процессах заболачивания земель, составлен кадастр подземных вод республики.

Фактический материал по подземным водам республики обобщен Г.В. Богомоловым в 1938–1941 гг. в виде справочни-

ков, а в 1944 г. – в монографической сводке с атласом геологических и гидрогеологических карт.

Материалы первых послевоенных лет также позволили составить масштабные гидрогеологические карты основных горизонтов, использующихся для сельскохозяйственного водоснабжения, которые затем вошли в изданную в 1960 г. в Москва «Карту основных водоносных горизонтов Европейской части СССР» (масштаб 1 : 1 500 000).

В 1944 г. специалистами Белорусского геологического управления составляется Кадастр подземных вод Беларуси по состоянию на 1 января 1941 г., в котором учтено около 3000 буровых скважин на воду (В.И. Духанина, А.Н. Золотарева, Л.М. Островский, С А. Щербаков). В 1945 г. А.Н. Наревич значительно пополнил и систематизировал кадастр в соответствии с административным делением республики. С тех пор кадастр постоянно пополняется и в настоящее время насчитывает более 30 000 буровых скважин на воду.

С 1947 г. Белорусской гидрогеологической станцией Белорусского геологического управления и Институтом геологических наук Академии наук Беларуси проводится изучение режима и элементов баланса подземных вод. Создается государственная опорная сеть скважин по наблюдению за режимом в естественных, а примерно с 1960 г. и в нарушенных эксплуатацией условиях, планируются и проводятся мероприятия по охране подземных вод. Кроме того, наблюдения за режимом подземных вод выполнялись также Белорусским научно-исследовательским институтом мелиорации и водного хозяйства, Белгипроводхозом, Гидрогеолого-мелиоративной экспедицией Главполесьеводстроя и другими организациями.

В 1948 г. в Минске добурена до кристаллического фундамента скважина довоенного заложения. Общая глубина скважины составила 554,87 м, с глубины 510 м были получены хлоридные натриевые воды с минерализацией 27,5 г/л. В 1951–1952 гг. на территории 1-й клинической больницы в г. Минске пройдены две скважины, вскрывшие хлоридные натриевые воды с содержанием солей соответственно глубинам вскрытия – 5,3 и 16,5 г/л. В результате изучения материалов бурения этих относительно глубоких для того времени скважин выявлены особенности гидрогеохимической зональности, охарактеризован химический состав подземных вод и определены перспективы их бальнеологического использования. А.Я. Стефаненко высказано мнение об особом значении Белорусской

антеклизы как области питания водоносных горизонтов окружающих впадин и оценено ее влияние на формирование гидрохимической зональности подземных вод Беларуси. В разрезе осадочного чехла ученый выделяет две гидродинамические зоны – активного и замедленного водообмена, раздел между которыми проведен по мергельно-глинисто-доломитовой толще наровского горизонта среднего девона.

В 1958 г. М.Ф. Козлов на основе обобщения исследований подземных вод республики составил первую карту минеральных вод Беларуси (масштаб 1 : 2 000 000), на которой показал распространение двух групп вод: сульфатных магниево-кальциевых с минерализацией 1,5–5,0 г/л и хлоридных натриевых вод и рассолов с солесодержанием до 50 г/л и более.

С 1959 г. проводятся целевые поисково-разведочные работы по выявлению месторождений минеральных вод для строительства на их основе санаториев и курортов. В ряде населенных пунктов (Ждановичи, Лепель, Летцы, Минск, Нарочь, Рогачев и др.) найдены и разведаны месторождения минеральных вод, приуроченные к отложениям палеозоя и верхнего протерозоя. На базе месторождений строятся первые бальнеологические курорты и здравницы. В 1966 г. О.Н. Шпаковым с коллегами открыты радоновые воды.

С начала 1960-х гг. в республике развиваются поисково-разведочные гидрогеологические исследования для водоснабжения крупных промышленных центров (П.И. Аверков, В.П. Васильев, С.П. Гудак, В.А. Ольховик, А.П. Панасенко). В результате установлена и доказана возможность централизованного водоснабжения большинства городов Беларуси за счет месторождений пресных подземных вод.

С открытием в 1964 г. Речицкого, а затем и других месторождений нефти Припятского бассейна в республике резко увеличился объем глубинного бурения, что дало возможность изучения глубокозалегающих палеозойских комплексов подземных вод.

С 1961–1962 гг. в республике на действующих городских водозаборах, в том числе в Минске, начато изучение режима подземных вод в нарушенных условиях с целью установления закономерностей формирования эксплуатационных запасов, достоверности их подсчета, оценки влияния сосредоточенного водоотбора на изменение гидрогеологических условий и поверхностные водотоки. В этих работах участвовали А.П. Ваховский, СП. Гудак, М.П. Зюзькевич, Т.И. Ковалева, П.М. Ксен-

да, В.П. Сидорович, Р.А. Станкевич, А.П. Суховеева и др. На отдельных водозаборах выявлен неустановившийся режим эксплуатации, что вызвало необходимость изучения возможности искусственного восполнения запасов. С этого времени при оценке запасов на практике широко используется теория неустановившегося режима фильтрации подземных вод. Для обеспечения подсчета эксплуатационных запасов на действующих водозаборах Белорусской гидрогеологической экспедицией (БГЭ) начиная с 1961 г. организуются наблюдения за водоотбором и понижением уровней, в зоне влияния создается режимная сеть наблюдательных скважин, которая постоянно расширяется и совершенствуется. Анализ режимных наблюдений показал наличие перетекания из других водоносных пластов в эксплуатируемый горизонт. В связи с этим при оценке запасов стала применяться теория перетекания, которая учитывалась путем введения в расчетные зависимости обобщенных параметров. В 1963 г. специалистами БГЭ и сотрудниками Белорусского научно-исследовательского геологоразведочного института (БелНИГРИ) выполнена региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод по основным водоносным горизонтам и проведена вновь в 1982 г. на основании данных поисково-разведочных работ и эксплуатации водозаборов. Под руководством С.П. Гудака начато обобщение опыта эксплуатации водозаборов, установлен ряд закономерностей формирования ресурсов, проведен комплекс работ по оценке и прогнозу обеспеченности республики хозяйственно-питьевой водой.

На основании анализа работы семи действующих и перспективных водозаборов Минска уточнены расчетные гидрогеологические параметры основных водоносных горизонтов, выявлены главные источники формирования эксплуатационных запасов исследованных месторождений. Анализ эксплуатации водозаборов показал, что неучет неоднородности фильтрационного поля и граничных условий приводит к существенным ошибкам в расчетах прогнозных понижений. В связи с этим с 1970 г. в практику начали внедряться методы моделирования (вначале физического, а затем математического). Эти методы нашли широкое применение при решении гидрогеологических задач в области мелиорации и водоснабжения в БелНИГРИ и Центральном научно-исследовательском институте комплексного исследования водных ресурсов (ЦНИИКИВР). Использование моделирования позволило количественно оценить

источники формирования эксплуатационных запасов подземных вод и влияние водоотбора на сток малых рек Беларуси.

К этому же времени относятся и первые в республике исследования естественных (возобновляемых) ресурсов пресных подземных вод на основе анализа подземного стока в реки. Было установлено, что величина модуля подземного стока увеличивается от Минской возвышенности на северо-запад (р. Неман) и север (р. Западная Двина) с 2–3 до 4,5 л/с/км и уменьшается в других направлениях до 0,3–1,5 л/с/км.

В 1960-х гг. продолжается создание ведомственной сети режимно-наблюдательных гидрогеологических скважин. Опорная сеть Белорусской гидрогеологической станции должна была состоять из 188 режимных скважин, объединенных в 26 гидрогеологических постов (в настоящее время насчитывается 102 поста). Формирование опорной сети закончено в 1968 г. созданием 142 режимных скважин на грунтовые и межпластовые воды.

Исследования в скважинах и на опорных участках позволяют установить масштабы влияния паводка и величину подпора или снижения уровня при мелиорации в различных ландшафтных условиях на режим подземных вод. В этот же период особое значение приобретают работы по охране подземной гидросферы от истощения и загрязнения, законодательно принимается «Водный кодекс Белорусской ССР», проводятся первые исследования по оценке влияния техногенеза на качество подземных и поверхностных вод.

В 1970 г. издается монография «Гидрогеология СССР – Белорусская ССР», составленная группой специалистов Белорусского управления геологии и Института геологических наук АН БССР под руководством и редакцией Г.В. Богомолова. В этой работе собран и обобщен весь имевшийся по состоянию на конец 1960-х гг. фактический материал по гидрогеологии, гидрохимии, режиму и использованию подземных вод республики. Авторы не обошли стороной вопросы охраны подземных вод от истощения и загрязнения, оценки гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, учета влияния подземных вод на заболоченность территории.

На юго-востоке республики в пределах Припятского бассейна открываются месторождения промышленных вод. Изучение рассолов в то время проводилось попутно при разведке месторождений нефти, калийных солей и других полезных ископаемых.

С начала 1970-х гг. продолжаются исследования минеральных вод с целью их бальнеологического использования. Открываются новые или расширяются существующие санатории: «Криница», «Аксаковщина», имени В.И. Ленина; минеральные воды применяются в санаториях-профилакториях в Могилеве, Бобруйске, Кировске, домах отдыха «Сож» и «Реста» и других здравницах. В ряде пунктов Припятской гидрогеологической структуры (Гомель, Речица, Копаткевичи, Васильевка, Александровка и др.) производится разведка месторождений минеральных вод, оцениваются их эксплуатационные запасы и на этой основе строятся и функционируют санатории и профилактории.

Важное значение для рационального использования подземных вод хозяйственно-питьевого регистра, а также для разработки водоохранных мероприятий сыграло установление пространственной структуры слоя пресных подземных вод на территории Беларуси и комплексный анализ экологической дестабилизации природных комплексов, в том числе подземной гидросферы. Кроме того, разработана схема гидрогеологического районирования территории Беларуси и выполнена гидрогеологическая стратификация платформенного чехла, описаны основные водоносные горизонты и комплексы, создана схема гидродинамической зональности основных гидрогеологических структур и гидрохимической зональности платформенного чехла.

В 1962–2001 гг. ПО «Белгеология» на территории республики провело поисково-разведочные работы на более чем 100 месторождениях минеральных вод. Установлено, что Беларусь располагает разнообразными благоприятными для здоровья природными факторами (климат, ландшафты, минеральные воды, лечебные грязи).

Появляются сводки-обобщения по минеральным водам отдельных крупных геолого-гидрогеологических структур республики. Минеральные воды Оршанского бассейна описаны А.К. Морозовым, Припятского – А.В. Кудельским и Г.А. Сербиным. Перспективы, современное использование, бальнеологические типы, условия распространения и формирования минеральных вод и лечебных рассолов Беларуси изложены в обобщающих и оригинальных работах А.В. Кудельского и М.Г. Ясовеева с коллегами. Итоговые результаты изучения минеральных вод и лечебных рассолов Беларуси с наибольшей полнотой отражены в монографии А.В. Кудельского и М.Г. Ясо-

веева «Минеральные воды Беларуси»: изложены основные закономерности распространения и формирования минеральных вод, разработана классификация с учетом химического состава и бальнеологического применения, приводятся сведения о месторождениях и санаторно-курортном использовании, большое внимание уделяется перспективам открытия новых типов и месторождений минеральных вод.

Значительный вклад в решение проблемы использования минеральных лечебных вод республики внесли исследования сотрудников БелНИГРИ (С.П. Гудак, Л.И. Шаповал, Г.Л. Фурсиков и др.).

Исследования подземных вод в качестве источника промышленного сырья начаты относительно недавно. Первые работы по изучению закономерностей распределения редких металлов в рассолах Припятского бассейна проведены А.П. Лавровым и З.З. Кисликом в конце 1960-х – начале 1970-х гг., затем продолжены С.П. Гудаком, Г.Л. Фурсиковым и др.

Исследованиями С.П. Гудака, Л.А. Демидовича, В.А. Степанова, Г.Л. Фурсикова, П.З. Хомича и других сотрудников БелНИГРИ и ПО «Белгеология» завершена оценка прогнозных эксплуатационных запасов редкометалльных рассолов, уточнены гидрогеологические условия месторождений, составлено ТЭО проведения детальных исследований.

Сводное описание гидрогеологических бассейнов республики (С.П. Гудак, Л.И. Шаповал) приведено в обобщающей работе, подготовленной коллективом сотрудников БелНИГРИ, Института геологических наук (ИГН) НАН Беларуси и ПО «Белгеология» (Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы, 1997). Новые сведения о геологии и полезных ископаемых Беларуси собраны в работе коллектива сотрудников ИГН НАН Беларуси (Геология и полезные ископаемые, 1996). Последняя сводка, обобщающая новые материалы по гидрогеологии Беларуси, издана в ИГН НАН Беларуси. Монография «Подземные воды Беларуси» представляет собой систематизированное описание водоносных горизонтов и комплексов страны, в ней дается исчерпывающее описание основных разновидностей подземных вод с точки зрения их практического использования, большое внимание уделяется охране подземной гидросферы республики от истощения и загрязнения.

В последние годы важную роль приобрели исследования по гидрогеологическому обеспечению подземного захоронения промышленных отходов. Первой публикацией такого рода яви-

лась изданная в 1981 г. брошюра «Проблемы и перспективы подземного захоронения промышленных стоков в южных районах БССР». В дальнейшем геолого-гидрогеологическое обоснование методов подземного захоронения промышленных отходов было углублено и детально обосновано в работах А.В. Кудельского и М.Г. Ясовеева.

В 1993 г. в соответствии с Постановлением Совета Министров Республики Беларусь от 20 апреля 1993 г. создана Национальная система мониторинга окружающей среды Республики Беларусь (НСМОС) под руководством Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды. В состав НСМОС входит Информационно-аналитический центр по мониторингу подземных вод при государственном предприятии «БелНИГРИ». Центр выполняет следующие задачи: осуществляет сбор данных о состоянии подземных вод на пунктах наблюдений в естественных условиях; обеспечивает обработку и анализ данных о количественных и качественных показателях подземных вод; ведет базу данных наблюдений за состоянием подземных вод; проводит комплексную оценку состояния подземных вод и прогнозирует его изменения под воздействием природных и антропогенных факторов; участвует в подготовке сообщений, бюллетеней и других информационных материалов о состоянии подземных вод и т.д.

В 1994 г. создана Автоматизированная информационная система кадастра подземных вод, работа которой направлена на автоматизацию обработки полевых наблюдений с построением картографических и созданием геофильтрационных математических моделей, позволяющих оценить состояние водных ресурсов Беларуси, а также влияние водоотбора на окружающую среду. В основе построения данной системы положены два основных принципа – непрерывности и целенаправленности.

Интенсивное использование подземных вод в народном хозяйстве, мелиорация и гидротехническое строительство, горнодобывающая и нефтехимическая промышленность, инженерная деятельность человека оказывают огромное влияние на изменение гидрогеологических условий. Оценка происходящих изменений с целью их научного прогнозирования и определения путей рационального использования подземных вод и их охраны от истощения и загрязнения должны стать главной задачей гидрогеологов страны на современном этапе исследований.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое гидрогеология как наука (дать определение)?
2. Каково практическое значение подземных вод?
3. С какими науками особенно тесно связана гидрогеология?
4. Какие направления выделяют в настоящее время в гидрогеологии?
5. Какова роль русских и зарубежных ученых в развитии науки?
6. Какие можно выделить этапы развития гидрогеологии в Беларуси?

2. Место и роль подземных вод в гидросфере Земли

2.1. Общие сведения о гидросфере Земли

Гидросфера – сплошная оболочка Земли, содержащая воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы (оболочка Земли, характеризующаяся содержанием воды в твердой фазе), литосферы и атмосферы и принимающая непосредственное участие в планетарном круговороте влаги (гидрологическом цикле). Иерархическая классификация вод гидросферы приведена на рис. 1.

Мировой океан делится материками на 4 океана: Атлантический (АО), Индийский (ИО), Тихий (ТО) и Северный Ледовитый (СЛО). В свою очередь каждый из них разделяется на океанские бассейны (ОБ), моря (М), заливы (З) и проливы (Пр.).

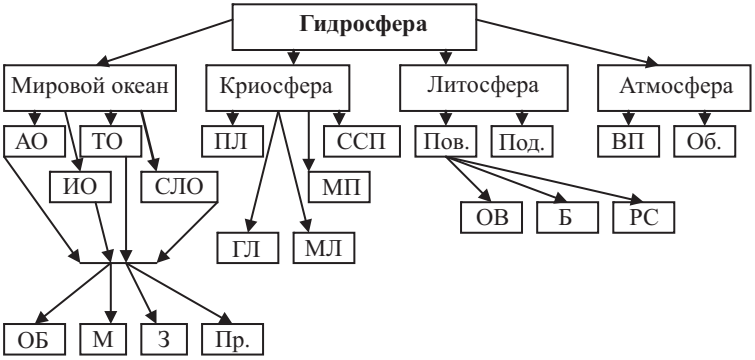


Рис. 1. Иерархическая классификация вод гидросферы

Криосфера состоит из покровных ледников (ПЛ), горных ледников (ГЛ), морских льдов (МЛ), сезонного снежного покрова (ССП) и льдов многолетнемерзлых пород (МП). Воды литосферы бывают поверхностные (Пов.) и подземные (Под.), при этом поверхностные воды разделяются на озера и водохранилища (ОВ), болота (Б) и реки (речной сток, РС). Атмосфера состоит из водяного пара (ВП) и облачности (Об.).

Верхняя граница гидросферы является одновременно нижней границей атмосферы, а нижняя граница гидросферы совпадает с границей земной коры и мантии. Включение, таким образом, в гидросферу планеты в целом земной коры, а также наличие воды в виде молекул H_2O в составе атмосферы планеты, в живом веществе и, вероятно, в мантии делают 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); о распространении верхней границы гидросферы в атмосферу планеты до высот, на которых еще содержится вода в виде молекул H_2O (до 16–18 км выше поверхности Земли); о выделении самостоятельно наземной и подземной гидросфер Земли и др.

Неопределенность представлений о границах гидросферы планеты объясняется 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 базовое 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). Гидросфера играла и играет основополагающую роль в геологической истории Земли – в формировании физической, химической, геологической среды, климата, в возникновении жизни на Земле и ее развитии (Клиге, Данилов, Конищев, 1998).

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

Распределение суши и воды на земном шаре. Площадь поверхности Земли 510 млн км^2. Воды Мирового океана занимают 361 млн км^2 (71%), а площадь суши составляет 149 млн км^2. В северном полушарии соотношение воды и суши 61 : 39, в южном – 81 : 19. Таким образом, более 2/3 поверхности нашей планеты покрыто водной оболочкой, состоящей из океанов и морей; причем особенно существенно вода преобладает над сушей в южном полушарии.

Общая площадь водных объектов на поверхности суши (ледников, озер, водохранилищ, рек, болот) составляет 21,5 млн км^2, или 14,4% площади суши. Если не учитывать ледники, то на остальные водные объекты суши остается всего 5,2 млн км^2 (3,5% площади суши).

Таким образом, общая площадь водных объектов на поверхности Земли составляет: 361 млн км^2 (океаны и моря) + + 21,5 млн км^2 (водные объекты суши, включая ледники) = = 382,5 млн км^2, т.е. 75%, или 3/4 поверхности планеты.

Общий объем воды в водных объектах на земном шаре около 1390 млн км^3, при этом на долю Мирового океана приходится 96,4% (табл. 1). Из водных объектов суши наибольшее количество воды содержат ледники – 25,8 млн км^3 (1,86% всех вод на Земле). Из этого количества воды на долю ледников Антарктиды, Гренландии и островов Арктики приходится соответственно 89,8; 9,7 и 0,3%. На горные ледники остается всего 0,2%.

Большие сложности связаны с оценкой содержания воды в земной коре (литосфере). Часть подземных вод, представленная капиллярными и гравитационными водами, находящаяся на глубинах с абсолютными отметками под поверхностью суши до минус 2000 м и участвующая в круговороте воды в природе, должна быть отнесена к гидросфере. Она оценивается гидрологами в 23,4 млн км^3 (это 1,68% общего объема вод на Земле). Некоторые исследователи приводят несколько большие величины: М. И. Львович – 60 млн км^3, А. Ф. Макаренко – 86,4 млн км^3. К водам, находящимся в литосфере, относят также подземные льды зоны многолетней («вечной») мерзлоты объемом 300 тыс. км^3 (0,022% объема всех вод) (табл. 1).

Определенный объем воды находится в живых организмах биосферы (растениях и животных). Считают, что масса живого вещества на Земле составляет $1{,}4 \cdot 10^{12}$ т. Если принять, что содержание воды в живых организмах в среднем 80%, то получим массу воды в организмах, равную $1{,}12 \cdot 10^{12}$ т, что и дает объем «биологической воды» немногим более 1 тыс. км^3.

Таблица 1

Объем воды различных частей гидросферы

Части гидросферы	Объем		
	тыс. км^3	процент от общего объема	процент от объема пресных вод
Мировой океан	1 338 000	96,4	–
Ледники и постоянный снежный покров	25 780	1,86	70,2
Подземные воды	23 400	1,68	–
В том числе пресные	10 530	0,76	28,7
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	300	0,022	0,82
Озера	176	0,013	–
В том числе пресные	91	0,007	0,25
Воды атмосферы	13	0,001	0,04
Болота	11	0,0008	0,03
Водохранилища	6	0,0004	0,016
Реки	2	0,0002	0,005
Вода в организмах	1	0,0001	0,003

В атмосфере в среднем постоянно присутствует около 13 тыс. км^3 влаги в виде водяного пара, капель воды, кристалликов льда. При этом 90% воды находится в самом нижнем слое атмосферы – на высотах 0–5 км. Объем атмосферной влаги мог бы дать слой воды на поверхности Земли, равный всего 25 мм.

Важное значение имеет оценка количества на Земле пресной воды – одного из наиболее ценных для человека природных ресурсов. Всего на планете 36,7 млн км^3 пресных вод (2,65% общего объема вод) (табл. 1). Главные аккумуляторы пресной воды – ледники, пресные подземные воды, подземные льды в зоне многолетней мерзлоты, пресные озера. Из общего количества пресных вод на Земле на твердую фазу (лед) приходится 71%, на жидкую – 29%.

Происхождение воды. Гидросфера Земли – одна из древнейших оболочек нашей планеты, которая, вероятно, возникла около 4,0–3,5 млрд лет назад. Она развивалась вместе и в тес-

ном взаимодействии с литосферой, атмосферой, а затем и с живой природой.

Основная масса гидросферы сформировалась в результате процессов выплавления и дегазации вещества мантии Земли и определялась глубинными геофизическими процессами. Дегазация является следствием мощного механизма химико-плотностной гравитационной дифференциации вещества мантии на границе с ядром, приводившего к возникновению в мантии конвективной циркуляции. Тугоплавкие компоненты остались в мантии, легкоплавкие в виде базальта образовали земную кору, а летучие, в том числе водяной пар, поднялись на поверхность. По мере охлаждения земной поверхности из водяного пара формировалась водная оболочка – гидросфера. Примерно 4,0 млрд лет назад первичная гидросфера тонким слоем покрывала всю Землю и воды ее были минерализованы. В мезо-кайнозое в связи с образованием материков и крупных океанических впадин гидросфера приобрела очертания, близкие к современным. В настоящее время происходит выделение воды из мантии со скоростью 1 км^3 в год (*ювенильная вода*, от лат. juvenilis – юный, первичный), в связи с этим предполагают увеличение объема водной массы океана на 6–7% в течение ближайшего миллиарда лет. Гидросфера теряет воду вследствие улетучивания водорода в космос, изъятия воды организмами и реакции фотосинтеза.

2.2. Вода как вещество, ее молекулярная структура и изотопный состав

Вода – одно из самых распространенных на Земле химических соединений. Природные воды образуют океаны, моря, ледники, реки, озера, в виде паров присутствуют в атмосфере, проникают в почву и горные породы. Вода – простейшее и устойчивое соединение водорода с кислородом: 11,19% водорода и 88,81% кислорода (по массе).

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 гидрида кислорода исходя из положения этих элементов в периодической системе Менделеева.

Строение молекулы воды. Молекула воды, самая распространенная на Земле среди многоатомных молекул, имеет наи-

меньшие размеры. Элементарная структурная единица воды (*гидроль*) плоская, межатомные связи в ней образуют равнобедренный треугольник с величиной угла при вершине 104,4° (рис. 2).

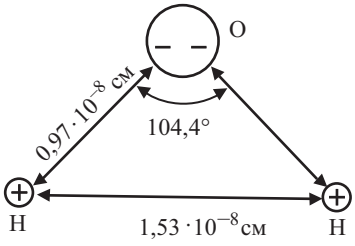


Рис. 2. Строение молекулы воды

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, обладающего более высокой электроотрицательностью, поэтому вблизи атомов водорода наблюдается некоторый избыток положительного заряда.

Таким образом, молекула воды имеет значительный электрический момент (количественная характеристика ее полярности; равен произведению одного из зарядов на расстояние между центрами положительного и отрицательного зарядов), который и обусловливает 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 изменяться 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 (табл. 2).

Таблица 2

Основные физические аномалии воды и их географическое значение

Физическая характеристика воды	Аномалия	Значение	
		для водных объектов на Земле	для природы Земли в целом
Температура плавления (замерзания), 0 °С	Очень высока	Вода может существовать в твердом виде	Существование ледников и снежного покрова
Температура кипения, 100 °С	Очень высока	Вода может существовать в жидком виде	Существование водоемов и водотоков – океанов, морей, рек, озер
Температура наибольшей плотности, 4 °С	Наступает не в момент замерзания, а при более высокой температуре	При охлаждении водоема вода прекращает опускаться, когда достигает температуры наибольшей плотности. Водная толща не замерзает	Сохранение жизни в водоемах зимой
Плотность льда, 917 кг/м^3	Плотность льда меньше, чем жидкой воды	Лед всплывает, теплоизолирует водоем, замедляет его охлаждение	
Удельная теплота плавления (замерзания), 333 · 10^3 Дж/кг	Очень велика	При плавлении льда требуется большая затрата теплоты; при замерзании это же количество теплоты выделяется	Регулирование тепловых процессов
Удельная теплота испарения (конденсации), 2,5 · 10^6 Дж/кг при 0 °С, 2,26 · 10^6 Дж/кг при 100 °С	Очень велика	При испарении воды требуется большая затрата теплоты; при конденсации водяного пара это же количество теплоты выделяется	

Удельная теплоемкость, 4190 Дж/(кг · °С) при 15 °С	Очень велика	Вода медленно нагревается и медленно охлаждается	То же
Коэффициент теплопроводности, 0,57 Вт/(м · °С) при 0 °С	Очень мал		
Коэффициент вязкости, $1{,}14 \cdot 10^{-6}$ м^2/с при 15 °С	Мал	Вода текуча и хорошо смачивает твердые тела	Вода переносит наносы, растворенные вещества, теплоту, совершает механическую и эрозионную работу
Коэффициент поверхностного натяжения, $75{,}6 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0 °С и $60{,}8 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 90 °С	Очень велик	В порах грунта и растениях действуют капиллярные силы. Капли воды обладают ударной силой	Питание растений, дождевая эрозия

Примечание. Численные значения характеристик приводятся для химически чистой воды.

Структура воды. Вода – единственное вещество, которое в естественных природных условиях Земли способно существовать во всех трех различных по структуре агрегатных состояниях: твердом, жидком и парообразном. 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 (0,917 г/см^3 при 0 °С) плотность льда по сравнению с жидкой водой и соответственно увеличение объема воды при замерзании примерно на 10%. 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 базируется на положениях 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 «двухструктурной» 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 – гипотезы «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 нет сомнений, 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 °С.

Водород и кислород имеют несколько природных изотопов: ^{1}H («обычный» водород), ^{2}H, или D («тяжелый» водород, или

дейтерий), ^{3}H, или Т (радиоактивный «сверхтяжелый» водород, или тритий), ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O. Поэтому и сама вода имеет переменный изотопный состав. Природная вода – это смесь вод *разного изотопного состава.* Наиболее распространена вода, состоящая из изотопов ^{1}H и ^{16}O, доля других изотопных видов воды ничтожна – менее 0,27%. Одна из главных причин, приводящих к различию изотопного состава природных вод, – процесс испарения. В результате испарения происходит некоторое обогащение воды более тяжелыми изотопами, а в результате конденсации – более легкими. Поэтому поверхностные воды, формирующиеся атмосферными осадками, содержат «тяжелого» водорода (^{3}H) и «тяжелого» кислорода (^{18}O) меньше, чем океанические воды.

Воду с изотопным составом $^{1}H_2{}^{16}O$ называют ***«обычной» водой*** и обозначают просто H_2O, остальные виды воды (кроме $^{3}H_2O$) называют ***«тяжелой» водой***. Иногда «тяжелой» водой считают лишь дейтериевую воду $^{2}H_2O$ (или D_2O). Вода с изотопным составом $^{3}H_2O$ (или T_2O) – так называемая ***«сверхтяжелая» вода***. Ее на Земле находится всего 13–20 кг.

2.3. 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 Б.В. Дерягина, Е.В. Пиннекера, А.А. Роде, А.И. Силина-Бекчурина, Е.М. Сергеева, Н.И. Толстихина и др. С учетом разработок и построений этих авторов в подземной части гидросферы планеты могут быть выделены две принципиально различные группы подземных вод: воды в свободном состоянии, способные к самостоятельным формам движения, различным в зависимости от конкретного вида воды; воды в связанном состоянии, не способные к самостоятельным формам движения, без перехода в свободное состояние (в другие виды воды).

Вода в свободном состоянии существует:

- в виде пара (парообразная);
- в виде гравитационной воды (просачивающаяся капельно-жидкая, подземных потоков);
- в надкритическом состоянии.

Вода в *парообразном состоянии* (водяной пар) существует в виде молекул H_2O (комплексов типа $n \cdot H_2O$) в воздухе, заполняющем пустоты в горных породах при их неполном насыщении жидкостью, или в виде пароводяной смеси (парогидротермы), образующейся из перегретых ($t > 100$ °C) подземных растворов при резких уменьшениях давления («вскипание») (рис. 3).

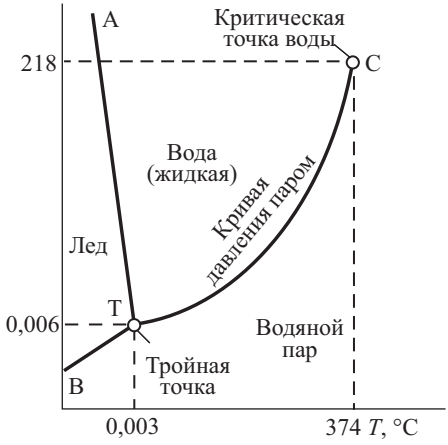


Рис. 3. Диаграммы фазового состояния воды в зависимости от температуры и давления (по К. Краускопфу)

Гравитационной водой называются подземные воды, движение которых происходит под действием силы тяжести и (или) градиента гидростатического давления. Данный вид воды является главным объектом гидрогеологии. Просачивающаяся подземная вода формируется в ненасыщенной зоне и передвигается преимущественно в капельно-жидкой форме под действием силы тяжести. В ряде случаев для характеристики подобного движения гравитационной воды условно используется термин «подземное дождевание». Вода подземного потока передвигается в условиях полного насыщения свободного пространства в минеральном скелете 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 воды критическая температура равна 374 °С, давление – $2{,}2 \cdot 10^4$ кПа.

При высоких концентрациях растворенных веществ (подземные растворы) критическая температура возрастает до 450 °С, давление – до $3{,}5 \cdot 10^4$ кПа. При этих условиях вода характеризуется пониженными значениями вязкости, уменьшением величины pH, повышенной электропроводностью. В связи с этим вода в надкритическом состоянии приобретает свойства активного растворителя и при наличии повышенных концентраций металлов может являться одним из факторов гидротермального рудообразования (Крайнов и др., 2004).

По существующим представлениям, вода в надкритическом состоянии представляет собой газово-жидкий раствор (флюид), образование которого связано с кристаллизацией магмы.

При снижении давления «надкритическая» вода переходит в «нормальную» жидкость и пар (пароводяную смесь), что сопровождается увеличением ее объема в 1,5–2 раза (Основы гидрогеологии. Т. I. 1980).

Вода в связанном состоянии – это вода, входящая в состав породообразующих минералов и минеральных соединений или различным образом связанная с поверхностью минерального скелета (частиц) горной породы. Условно в качестве связанной (несвободной) может рассматриваться вакуольная вода и вода в твердом состоянии (лед).

Воды в связанном состоянии включают пять видов:

- вода, химически связанная с кристаллической структурой минералов;
- вода, физико-химически и физически связанная с поверхностью минеральных частиц (скелета) горных пород;
- вода переходного состояния от связанной к свободной, в том числе капиллярно-связанная;
- иммобилизованная (вакуольная) вода;
- вода в твердом состоянии.

Вода, *химически связанная* с кристаллической структурой минералов, существует в форме кристаллизационной воды, входящей в кристаллическую решетку минералов в виде молекул H_2O (гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ и др.), конституционной (немолекулярная форма – H, OH^-) и координационно-связанной атомами или ионами решетки минералов. Связь с кристаллической решеткой минералов характеризуется значениями 84–840 кДж/моль. Удаляется из породы при нагревании до температуры выше 200 °С (Крайнов и др., 2004).

Удаление кристаллизационной воды в большинстве случаев приводит к разрушению кристаллической решетки минералов и формированию безводных модификаций этих соединений. У ряда минералов 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. К цеолитам относятся, например, анальцим $Na_2Al_2S_4O_{12} \cdot H_2O$ и нонтролит $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot H_2O$.

Вода, физико-химически и физически связанная с поверхностью минералов, называется адсорбционно-связанной или прочносвязанной (гигроскопической). Она образует на поверхности минералов слои мономолекулярной и полимолекулярной адсорбции с общей толщиной пленки $h_w = 0{,}001– 0{,}002$ мкм (рис. 4).

Вода переходного состояния от связанной к свободной подразделяется на следующие подвиды (Крайнов и др.):

● вода осмотически поглощенная (осмотическая), формирующаяся в области двойного электрического слоя за счет поверхностно-осмотических сил (рыхлосвязанная (пленочная) вода). Толщина пленки h_w = 0,001–0,01 мкм, возможно до 0,1 мкм;

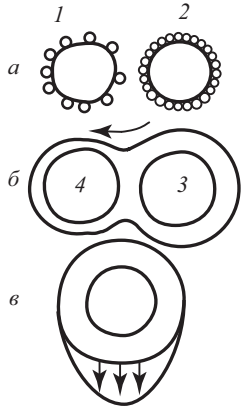


Рис. 4. Различные виды воды на частицах грунта (по А.Ф. Лебедеву):

а – гигроскопическая вода при неполной (*1*) и максимальной (*2*) гигроскопичности; *б* – пленочная вода, движущаяся от частицы с более толстой (*3*) к частице с более тонкой (*4*) пленкой; *в* – свободная (гравитационная) вода

● вода капиллярно-конденсированная из молекул водяного пара и капиллярно-осмотическая, формирующаяся в порах с диаметром 0,001–0,1 мкм (капиллярно-«неподвижная» вода);

● вода собственно капиллярная в сквозных порах с диаметром 1–100 мкм, обладающая способностью к капиллярному поднятию над свободным уровнем воды, и капиллярно-гравитационная в порах с диаметром 10^2–10^3 мкм, способная передвигаться при небольших изменениях давления.

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). 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, различный комплекс и концентрация растворенных веществ и др.). Иммобилизованная вода может переходить в свободную (или 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 развития многолетнемерзлых пород и вне этой области – в приповерхностном слое сезонного промерзания. Подземный лед образует мелкие кристаллы в поровом пространстве дисперсных осадочных пород (промороженных в водонасыщенном состоянии) или залегает в виде жил и прослоев мощностью в отдельных случаях до нескольких десятков метров.

2.4. Строение подземной гидросферы

В соответствии с существующими представлениями (О. Мейнцер, Е.В. Пиннекер, Ф.П. Саваренский, А.М. Свешников и др.) в гидрогеологическом разрезе земной коры сверху вниз от поверхности Земли могут быть выделены: зона аэрации, криолитозона, зона насыщения (полного насыщения) и зона подземных вод в надкритическом состоянии (рис. 5).

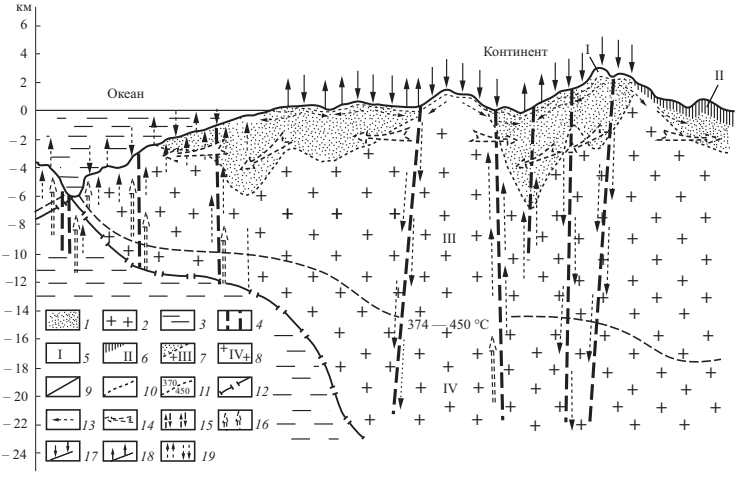


Рис. 5. Принципиальный гидрогеологический разрез земной коры (Всеволожский, 2007):

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 подземных вод; *14* – направление движения региональных потоков; *15* – направление движения 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

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 полушарий, 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; Ершов, 2002; и др.).

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, или в тех случаях, когда вода в связи с повышенной минерализацией не замерзает при отрицательных температурах.

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. 5), на которых, по существующим представлениям, температура и давление водных растворов достигают критических значений (см. рис. 3).

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.

Нижняя граница зоны полного насыщения пока не вскрыта буровыми скважинами, и ее положение обосновывается в настоящее время только исходя из представлений о термодинамических условиях разреза земной коры и фазово-агрегатном состоянии воды при высоких давлениях и температурах. Материалы Кольской сверхглубокой скважины свидетельствуют о том, что на глубинах до 12 км существуют условия, характер-

ные 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, в ряде районов современного вулканизма парогидротермы с температурами, близкими к критическим значениям (до 300 °С и более), вскрыты буровыми скважинами на глубинах 1500–2000 м (Мексика, Сьерра-Прието, скважина глубиной 1500 м, температура воды 388 °С).

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

2.5. Круговорот воды в недрах Земли

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 – геологический и гидрогеологический (рис. 6).

Геологический круговорот воды в подземной гидросфере неразрывно связан с историей развития земной коры и Земли. Основными геологическими процессами, определяющими формирование, масштабы и интенсивность геологического круговорота воды, являются процессы осадконакопления (седиментогенез), литогенеза и метаморфизма горных пород, а также процессы поглощения океанических вод в рифтовых зонах океанов с последующим перемещением и преобразова-

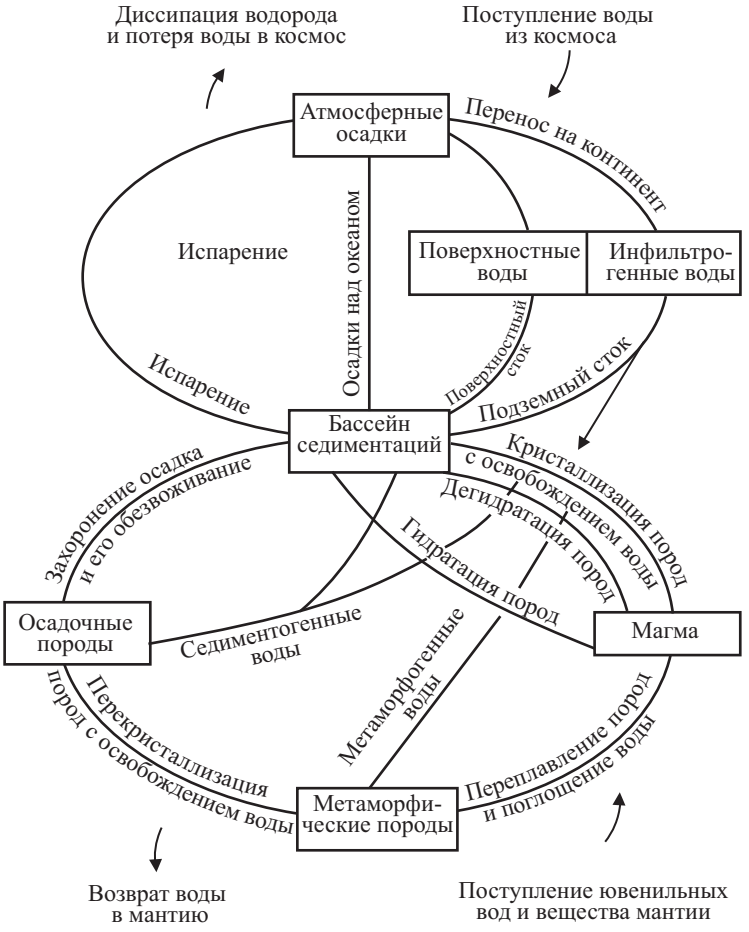


Рис. 6. Взаимосвязь гидрологического и геологического круговоротов воды в земных недрах (по Пиннекеру, 1980)

нием этих вод в породах океанической и континентальной коры (Кирюхин, Коротков, 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 свежеосажденного осадка.

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

Образование седиментогенных вод обязано круговороту вещества в недрах Земли, при котором вода вместе с вмещающими ее породами медленно погружается на значительные глубины по мере опускания отдельных блоков земной коры, что затем компенсируется накоплением осадочных пород соответствующей мощности. Главная особенность рассматриваемой системы состоит в переносе воды на большие глубины в результате геологического движения материи. Само движение воды – часть более общих процессов седиментации, диагенеза, катагенеза и метаморфизма, т.е. литогенеза в целом. Поэтому такая разновидность движения воды называется *литогенной.*

По существующим представлениям (Н.Б. Вассоевич, В.В. Мухин 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 свежеосажденных 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 36–40%, 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 м, возможно отжатие прочносвязанной воды. Кроме собственно процессов отжатия поровых вод дополнительные (весьма значительные) объемы воды высвобождаются из глинистых пород в результате дегидратации и 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 *элизионного*, а 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 которой происходит дальнейшее «обезвоживание» горных пород и связанное с этим формирование свободных подземных вод.

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

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 (дегидратации) пород океанической коры при их погружении в районах глубоководных желобов и вулканической деятельностью. Образование таких вод сопровождается температурной диффузией, осмосом, молекулярным переносом и другими процессами. Эту разновидность движения глубинной воды можно назвать *магматогенной* (поскольку она связана с магматизмом). Количественные оценки массы воды, принимающей участие в данной ветви круговорота, и возможных сроков «водообмена» являются в настоящее время весьма приближенными (Павлов, 1977).

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 рас-

сматриваться 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. 6).

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 др.

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. 6). Важнейшей чертой динамики подземных вод верхней части земной коры является внедрение метеогенных (инфильтрующихся) вод. Этот процесс объединяет воздействие экзогенных факторов, и такая разновидность геологической формы движения воды именуется *метеогенной.*

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, речных систем I порядка, приморские низменности, обширные внутриконтинентальные впадины и др.). Структура региональных потоков подземных вод в решающей степени определяется строением гидрогеологическо-

го разреза конкретных регионов, а также составом и свойствами водовмещающих пород.

В нижней части зоны полного насыщения и на участках, где гидрогеологический разрез непосредственно с поверхности представлен кристаллическими породами (магматические и метаморфические формации), уже на глубинах 500–1000 м, возможно меньше, основным видом движения подземных вод является формирование линейно-локальных субвертикальных потоков, связанных с зонами повышенной трещиноватости и проницаемости (см. рис. 6). В пределах зон разрывных нарушений сверхглубинного заложения (проникающих 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 *флюидом* в этом случае 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).

Таким образом, 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. 6).

В то же время 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.

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы современные представления о гидросфере Земли, ее происхождении, границах, объеме, составных частях?
2. В чем состоит аномальные свойства воды?
3. Как классифицируются виды воды в горных породах?
4. Что представляет собой гидрогеологический разрез земной коры?
5. Какие бывают виды движения воды в земной коре?
6. Как взаимосвязаны гидрологический и геологический круговороты в земных недрах? В чем сущность гидрогеологического круговорота воды?

3. Физические и водно-физические свойства горных пород

К *физическим* и *водно-физическим свойствам* горных пород относятся: плотность, объемная масса, скважность, или пустотность (пористость, трещиноватость, кавернозность), влажность, влагоемкость, водопроницаемость, водоотдача и др. Основными *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. Физические свойства горных пород

Плотность – физическое свойство горной породы, количественно оцениваемое величиной отношения массы минерального вещества без пор и пустот к ее объему.

В соответствии с плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов плотность твердых частиц большинства грунтов изменяется от 2,5 до 2,8 г/см^3. Она увеличивается с повышением содержания в грунтах тяжелых минералов. Поэтому у основных и ультраосновных пород плотность твердых частиц существенно выше (до 3,0–3,4 г/см^3), чем у кислых (у гранитов – 2,63–2,75 г/см^3). Наличие органических веществ резко снижает ее величину, поскольку их плотность невелика по сравнению с минеральной компонентой (плотность гумуса 1,25–1,40 г/см^3).

Плотность грунта зависит от минерального состава, влажности и пористости грунтов:

- с увеличением содержания тяжелых минералов плотность грунта увеличивается, а при увеличении содержания органических веществ уменьшается;
- с увеличением влажности плотность грунта возрастает; максимальной при данной пористости она будет в случае полного насыщения пор водой;
- с увеличением пористости плотность грунта уменьшается.

Объемная масса (объемный вес) – это масса единицы объема высушенной породы с порами в природном состоянии. Выражается объемная масса в граммах на кубический сантиметр (г/см^3) или в килограммах на кубический метр (кг/м^3).

Объемная масса горной породы численно всегда меньше плотности, так как масса данного материала в природном состоянии (с порами) занимает больший объем, чем такая же масса без пор. Например, объемная масса гранита равна примерно 2,6 г/см^3, а плотность его 2,7 г/см^3.

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 $n_с$ (*общая*, или *абсолютная*, *скважность*):

$$n_с = V_п / V_э \cdot 100\%, \qquad (3.1)$$

где $V_п$ – общий объем всех пустот, содержащихся в данном элементе горной породы; $V_э$ – 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*) $n_о$, который определяется как отношение общего объема открытых (связанных между собой) пустот к объему всей породы (образца).

Так как практически во всех случаях определенная часть объема открытых пустот в минеральном скелете горных пород занята различными видами связанной воды, защемленным воз-

духом или газом и не является «открытой» для движения свободной (гравитационной) воды, наряду с понятиями общей и открытой скважности в гидрогеологии широко используется понятие *активной* (*динамической*) *скважности* $n_а$ горных пород, 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 активной скважности выражаются соотношением

$$n_с \geq n_о > n_а.$$

При этом соотношение значений открытой и активной скважности горных пород обусловлено 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).

Таблица 3

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

Вид скважности	Диаметр пустот D, мм	Ширина L, мм	Соотношение открытой и активной скважности
Субкапиллярная	Менее 0,0002	Менее 0,0001	$n_а << n_о$; $n_а = 0$
Капиллярная	0,0002–0,5	0,0001–0,25	$n_а < n_о$
Сверхкапиллярная	Более 0,5	Более 0,25	$n_а = n_о$

Очевидно, что в породах со сверхкапиллярной скважностью в пустотах крупных размеров часть свободного пространства, занятая всеми видами связанной воды, относительно ничтожна в сравнении с общим объемом пустот ($n_а \sim n_о$); в капиллярных пустотах в зависимости от их размеров роль связанной воды, в том числе капиллярно-связанной, может быть весьма существенной ($n_а < n_о$); в породах с субкапиллярной скважностью в предельном случае все сечение пустот минерального скелета может быть занято связанной водой.

Основными морфометрическими 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.).

Пористыми горными породами (в гидрогеологии чаще используются понятия «пористые среды» или «среды порового типа») называются породы, у которых свободное пространство представлено различными по размерам (условно менее 1,0 мм) пустотами изометрической формы (рис. 7).

Генетически пористость горных пород может быть представлена пустотами существенно различного типа: межзерновая пористость осадочных рыхлых и слабосцементированных пород, связанная с неплотной упаковкой зерен (частиц) мине-

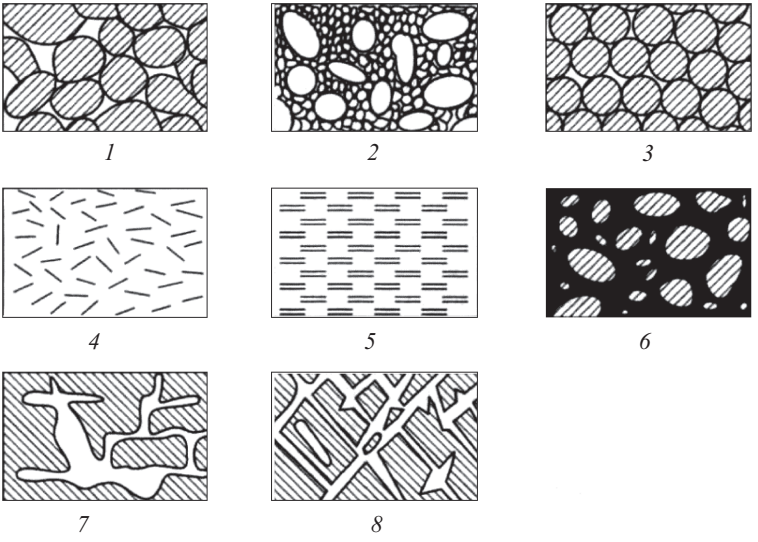


Рис. 7. Характер и виды пористости горных пород (по Мейнцеру, 1933, с изменениями):

1 – хорошо отсортированные осадки с высокой пористостью; *2* – плохо отсортированные осадки с малой пористостью; *3* – осадки, пористость которых уменьшена в связи с частичной цементацией свободного пространства; *4* – высокопористые осадки, сложенные частицами чешуйчатой или листовидной формы; *5* – то же при уплотнении с резко уменьшенной пористостью; *6* – слабопористые осадки с базальным типом цемента; *7* – породы с пустотностью, определяемой процессами выщелачивания (кавернозностью); *8* – породы с пустотностью, связанной с наличием трещиноватости

рального 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 др.).

Характерные значения общей пористости различных типов горных пород приведены в табл. 4.

Таблица 4

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 зоны выветривания	Пески	35,0
	Лесс, лессовидные 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	Порфириты	2,0
	Граниты, сиениты	1,0
	Эффузивы	2,0
	Интрузивы	1,0

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

Цементация свободного пространства между зернами минерального скелета (образование глинистого, карбонатного и других видов цемента) во всех случаях приводит к относи-

тельному уменьшению пористости обломочных пород, в предельном случае до ее полного исчезновения (рис. 7).

Кавернами называются крупные (диаметром более 5 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, активную) 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. Водно-физические свойства горных пород

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***. 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 ***влажностью***.

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

$$\omega\ (W) = v_{в}/v_{обр} \cdot 100\%, \qquad (3.2)$$

где ω – объемное значение влагоемкости (W – влажность) горной породы, доли единицы или %; $v_{в}$ – объем воды, содержащейся в данном элементе горной породы, см^3, м^3 и т.д.; $v_{обр}$ – объем элемента горной породы (образца) в абсолютно сухом состоянии, см^3, м^3 и т.д. (при отношении массы воды к массе образца получаем массовое значение влажности).

В связи с возможностью наличия в пустотах минерального скелета горных пород различных видов воды, а также в связи с различной степенью водонасыщения породы выделяются характерные значения влагоемкости и влажности горных пород (табл. 5).

Таблица 5

Характерные значения влагоемкости и влажности горных пород (Всеволожский, 2007)

Влагоемкость (влажность)	Примечание
Гигроскопическая влагоемкость (гигроскопичность, максимальная гигроскопичность) $\omega_г$	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, удерживающейся молекулярными силами на поверхности минеральных частиц
Наименьшая влагоемкость (водоудерживающая способность горной породы) $\omega_н$	Влажность, определяемая максимальным количеством прочносвязанной, осмотической, капиллярно-разобщенной, капиллярно-подвешенной воды
Капиллярная влагоемкость $\omega_к$	Количество воды, соответствующее полному заполнению всех капиллярных пустот (влажность капиллярной каймы)
Полная влагоемкость $\omega_о$	Максимально возможное количество воды (все виды воды) при полном заполнении свободного пространства в минеральном скелете горной породы
Максимальная влажность $W_о$	Влажность горной породы, соответствующая полной влагоемкости
Естественная влажность $W_е$	Влажность горной породы в естественных условиях (в зависимости от условий залегания может соответствовать любому уровню влагоемкости)

Водоотдачей называется способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем свободного стекания. Коэффициент водоотдачи μ представляет собой отношение объема стекающей с грунта свободной (гравитационной) воды к объему

всего грунта, выраженное в долях единицы или в процентах. *Удельная водоотдача* – количество воды, которое можно получить из 1 м^3 грунта. Наибольшей водоотдачей обладают крупнообломочные породы. Водоотдача глин ничтожна.

Проницаемостью грунтов называют их способность пропускать через себя воду под действием силы тяжести или градиентов гидростатического 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* (*К*, см/с, м/сут и т.д.). Водопроницаемость зависит от размера и формы частиц грунта, от размера и количества пор и трещин в грунте, его гранулометрического состава. Чем больше размер частиц грунта и однороднее его состав, тем больше его водопроницаемость. Если промежутки между крупными частицами грунта заполнены более мелкими частицами, водопроницаемость грунта снижается.

Водопроницаемость грунтов – очень важная характеристика при исследовании движения подземных вод.

По степени проницаемости грунты подразделяют на шесть групп (табл. 6).

Таблица 6

Классификация грунтов по степени проницаемости (Всеволожский, 2007)

Группы грунтов	Тип грунта	Коэффициент фильтрации $K_ф$, м/сут	Водоотдача μ
1	2	3	4
Высокопроницаемые	Гравий, галька, сильно закарстованные породы (известняки, гипсы)	> 100	0,2–0,3; 0,10–0,15
Хорошо проницаемые	Крупнозернистые пески, сильно трещиноватые породы (песчаники, граниты, базальты)	10–100	0,20–0,25; 0,03–0,05
Проницаемые	Средне- и мелкозернистые пески, умеренно трещиноватые и слабо закарстованные породы	0,1–10	0,15–0,20; 0,01–0,05

Окончание табл. 6

1	2	3	4
Слабопроницаемые	Суглинки, супеси, песчанистые глины, слаботрещиноватые породы	10^{-3}–10^{-1}	0,01–0,05; 0,01–0,03
Весьма слабопроницаемые	Тяжелые суглинки, глины	10^{-6}–10^{-3}	Менее 0,01
Практически непроницаемые (водоупоры)	Плотные глины, нетрещиноватые скальные породы, соляные пласты	$< 10^{-6}$	Менее 0,01

Важно обратить внимание на то, что глины, несмотря на большую пористость благодаря очень малым размерам пор, обладают ничтожной водоотдачей и соответственно являются в целом водонепроницаемыми. Однако глинистые слои могут, хотя и медленно, все же фильтровать воду. Это необходимо учитывать при оценке питания подземных вод через толщи глины.

Капиллярностью грунта называют его способность содержать и пропускать капиллярную воду. Высота капиллярного поднятия зависит от размера капиллярных пор, гранулометрического состава грунта, температуры воды и других характеристик. Чем мельче частицы грунта и поры, тем больше высота капиллярного поднятия. Понижение температуры и увеличение минерализации воды ведут к увеличению вязкости воды и увеличению сил поверхностного натяжения, что повышает высоту капиллярного поднятия.

Высота капиллярного поднятия воды над уровнем грунтовых вод обратно пропорциональна диаметру капиллярных каналов и крупности частиц грунта. При диаметре зерен грунта более 2–2,5 см капиллярного поднятия не происходит. Высота капиллярного поднятия H в некоторых грунтах приведена в табл. 7.

Таблица 7

Высота капиллярного поднятия в некоторых грунтах (Грунтоведение, 1983)

Грунт	Высота капиллярного поднятия H, см
1	2
Песок:	
крупнозернистый	2,0–3,5

Окончание табл. 7

1	2
среднезернистый	3,5–12,0
мелкозернистый	35–120
Супесь	120–350
Суглинки	350–650
Глины	650–1200

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы основные физические и водно-физические свойства горных пород?
2. От чего зависит величина плотности грунта?
3. Что такое скважность (пустотность) горных пород (общая, открытая и активная скважность)?
4. Какие основные морфометрические типы скважности можно выделить?
5. Что такое влажность и влагоемкость горных пород? Какие вы знаете характерные виды влагоемкости?
6. Что такое водоотдача и проницаемость горных пород?
7. Какова зависимость высоты и скорости капиллярного поднятия воды в рыхлых породах от их гранулометрического состава, диаметра пор и вязкости воды?

4. Гидрогеологические классификации

Подземные воды являются сложным природным объектом, различия которого (условия залегания, 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 их формирование. Именно поэтому, несмотря на многочисленные попытки, до настоящего времени не разработана единая классификация, которая бы связывала различные типы подземных вод (состав, свойства и др.) с комплексом природ-

ных факторов (условий). 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.

Классификация подземных вод – группировка типов подземных вод как природных образований, формирующихся в результате взаимодействия трех геосфер или систем динамических физико-химических равновесий: атмосферы, гидросферы и литосферы, каждая из которых имеет свои переменные параметры.

К числу хорошо разработанных и широко используемых относятся классификации:

1) по величине минерализации (сумме растворенных веществ);

2) по химическому составу, учитывающие одну или несколько групп компонентов (макрокомпоненты, микрокомпоненты, газовый состав и др.);

3) по температуре (°С);

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 классификации (1–3) учитывают собственно различия состава и свойств подземных вод (различных типов подземных вод). Примеры таких классификаций рассмотрены в гл. 9. 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.

По типу водовмещающих пород подземные воды подразделяются на ***поровые***, ***трещинные*** и ***карстовые*** (О. Мейнцер, 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 ем-

костных 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. 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.

Классификация подземных вод по условиям залегания основана на выделении типов подземных вод, различия которых (собственно различие условий их залегания и формирования) связаны с различным положением в вертикальном разрезе подземной гидросферы, 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 основных стратификационных элементов таких разрезов обычно рассматриваются: водоносные и слабопроницаемые слои; водоносные горизонты и слабопроницаемые разделяющие пласты; водоносные комплексы и слабопроницаемые разделяющие толщи (табл. 8).

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 едиными (или близкими по значению) фильтрационными свойствами. Основой выделения конкретных водоносных (слабопроницаемых) слоев в сложно построенном разрезе является *единство литолого-фациального состава* пород.

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

Таблица 8

Классификация подземных вод по условиям залегания

Автор и год опубликования	Порядок подразделений (таксономические единицы гидрогеологического разреза)			
	I Водоносная серия	II Водоносный комплекс, слабопроницаемая толща	III Водоносный горизонт, слабопроницаемый пласт	IV Водоносный слой, слабопроницаемый слой
1	2	3	4	5
С.Н. Никитин, Н.Ф. Погребов, 1895	1. Грунтовые 2. Артезианские			
Р.А. Дели, 1917	1. Магматические	1. Первичные (ювенильные) 2. Возобновленные (выжатые)		
	2. Эпигенные	1. Инфильтрационные	1. Вадозные (выше сплошного уровня вод) 2. Фреатические (выше сплошного уровня вод)	1. Защемленные (связанные) 2. Движущиеся
		2. Погребенные	Пресные воды суши, морские седиментационные, вулканические	
	3. Смешанные			

Е.А. Мартель, 1921	1. Воды в промежутках горных пород	1. Фреатические (колодезные) 2. Глубокие	1. Артезианские 2. Потоки подземных вод	
	2. Воды в водоносных трещинах трещиноватых пород	1. Динамические (в породах, залегающих наклонно) 2. Статические (приуроченные к синклиналям)		
О.Е. Мейнцер, 1923	1. Воды зоны аэрации	1. Воды переходного пояса 2. Капиллярные	1. Поровые 2. Трещинные	
	2. Воды зоны насыщения	1. Грунтовые (фреатические) 2. Артезианские	1. Поровые 2. Трещинные	
	3. Воды зоны пластичных горных пород	1. Глубинные (магматические) 2. Химически связанные		
А.М. Жирмунский, А.А. Козырев, 1928	1. Свободные подземные	1. Свободные верхние (верховодка) 2. Свободные нижние	1. Пластовые 2. Подземные водотоки	
	2. Напорные подземные	1. Субартезианские	1. Пластовые 2. Подземные водотоки	
		2. Артезианские	1. Пластовые 2. Подземные водотоки	
Б.Л. Личков, 1928	*Пояс выветривания* Вадозные	1. Почвенные и верховодка 2. Подпочвенные		

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5
		3. Артезианские пластовые 4. Подземные водотоки (частично минеральные)		
	Пояс метаморфизации Фреатические *Пояс магматический* Ювенильные	Хлоридные и термальные минеральные		
О.К. Ланге, 1931, 1950, 1957	1. Подвешенные	Почвенные	1. Сезонные 2. Постоянные	
	2. Нисходящие	Грунтовые	Жильные (флюационные), карстовые фильтрационные	
	3. Восходящие	Межпластовые	Жильные (флюационные), фильтрационные	
Ф.П. Саваренский, 1935	1. Безнапорные	1. Грунтовые 2. Межпластовые безнапорные	1. Особые виды 2. Верховодка 3. Полунапорные	
	2. Напорные	1. Межпластовые (артезианские) 2. Трещинные	1. Субартезианские 2. Минеральные и термальные	

Н.Н. Славянов, 1935	1. Воды в пустотах пор 2. Химически связанные	1. Воды зоны аэрации 2. Пластовые 3. Воды в твердых горных породах	1. Почвенная влага 2. Вода переходного пояса 3. Вода капиллярной оболочки 1. Временные и сезонные (верховодка) 2. Свободные грунтовые 3. Напорные и артезианские 4. Трещинные 5. Карстовые 6. Жильные	
Ф.П. Саваренский, 1939	1. Почвенные, болотные, верховодка 2. Грунтовые 3. Карстовые 4. Артезианские 5. Трещинные			
В.А. Сулин, 1946–1948 (на основе классификации В.И. Вернадского, 1938)	1. Воды земной поверхности	1. Воды рек и временных потоков 2. Озерные 3. Болотные 4. Морские 5. Иловые воды рек, озер, болот и морей		

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5
	2. Воды земной коры	1. Почвенные растворы 2. Грунтовые безнапорные воды, верховодка, пластовые воды 3. Воды массивных и кристаллических пород 4. Воды тектонических трещин 5. Воды подземных резервуаров 6. Восходящие воды источников 7. Восходящие воды грязевых вулканов 8. Воды нефтяных и газовых месторождений 9. Воды вулканов и гейзеров		
И.К. Зайцев, 1946–1948	1. Пластовые	1. Порово-пластовые 2. Трещинно-пластовые 3. Карстово-пластовые	1. Почвенные 2. Верховодка 3. Межпластовые: проточные непроточные	*Воды особых форм* 1. Надмерзлотные 2. Межмерзлотные 3. Подмерзлотные
	2. Трещинные	1. Трещинные воды зоны выветривания: потоки бассейны	1. Воды современной коры выветривания: пластово-трещинные покрово-трещинные массиво-трещинные	1. Надмерзлотные 2. Межмерзлотные 3. Подмерзлотные

			2. Воды погребенной зоны выветривания	Подмерзлотные
		2. Локально-трещинные	1. Воды тектонических разломов 2. Воды контактов, стратиграфического несогласия пород 3. Воды плоскостей напластования	1. Воды гейзеров 2. Воды грязевых вулканов 3. Воды фумарол
		3. Трещинно-карстовые	1. Воды мелкого карста: юной стадии зрелой стадии 2. Водыглубокого карста: юной стадии зрелой стадии	1. Воды подземных карстовых озер 2. Воды подземных карстовых рек
А.М. Овчинников, 1948	1. Воды зоны аэрации	*Подтипы вод в пористых породах* 1. Почвенные 2. Болотные 3. Верховодка на линзах водоупорных пород 4. Воды такыров и бугристых песков 5. Воды песчаных массивов и дюн	*Подтипы вод в трещиноватых породах* 1. Воды коры выветривания трещиноватых пород 2. Воды верхнего этажа закарстованных массивов 3. Воды кровли лавовых покровов	*Особые типы* 1. Воды деятельного слоя в области вечной мерзлоты 2. Воды термальных источников 3. Воды временно функционирующих фумарол

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5
	2. Грунтовые	1. Аллювиальные 2. Делювиальные и пролювиальные 3. Флювиогляциальные 4. Воды коры выветривания коренных отложений	1. Трещинные воды кровли коренных изверженных и основания лавовых покровов 2. Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды осадочных отложений 3. Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)	1. Надмерзлотные 2. Подмерзлотные 3. Воды повышенной температуры, обогащенные газом 4. Воды небольших фумарол и гейзеров
	3. Артезианские	1. Воды артезианских бассейнов (в песчаных пластах) 2. Воды артезианских склонов (песчано-галечниковых свит предгорных районов)	1. Воды артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород) 2. Воды артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)	1. Подмерзлотные воды 2. Газирующие термоминеральные воды, восходящие по тектоническим разломам 3. Воды артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс

***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. При таком выделении определяющим признаком является *гидравлическое единство горизонта* (системы гидравлически связанных слоев), важнейшие показатели которого – отсутствие внутри горизонта выдержанных слабопроницаемых слоев и относительная изоляция от смежных водоносных горизонтов (слоев), т.е. наличие ограничивающих (разделяющих) слабопроницаемых пластов.

В качестве ***слабопроницаемого разделяющего пласта*** может рассматриваться однородный слой слабопроницаемой породы значительной мощности или слоистый пласт, в разрезе которого преобладают (значительно более 50% суммарной мощности пласта) слабопроницаемые породы.

В качестве ***водоносного комплекса*** рассматриваются несколько 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, при выделении водоносного комплекса одним из важнейших показателей также 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 проявляется локально из-за сложного чередования водоносных и слабопроницаемых слоев или наличия слабопроницаемых пластов, изолирующих на отдельных участках определенные интервалы разреза водоносных отложений комплекса. 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.

В качестве ***слабопроницаемых разделяющих толщ*** разреза могут рассматриваться или однородные пласты слабопроницаемых пород значительной мощности, или слоистые толщи, в разрезе которых преобладают слабопроницаемые породы. Водоносный комплекс и слабопроницаемая толща являются основными стратификационными единицами при региональном гидрогеологическом расчленении, выполняемом в целом для разреза крупных структурных элементов земной коры.

Наиболее крупными единицами стратификационной гидрогеологической шкалы являются ***водоносные серии***, в качестве которых могут быть выделены крупные стратиграфически 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 разрезе.

Строение разрезов слоистых осадочных пород определяет возможность выделения здесь только трех типов подземных вод, различных по условиям залегания: *воды зоны аэрации*, формирующиеся в верхней ненасыщенной зоне горных пород; *грунтовые воды* – первый от поверхности Земли водоносный горизонт, верхней границей которого является свободный уровень воды (верхняя граница зоны полного насыщения); *меж-*

пластовые воды, связанные с водоносными горизонтами, залегающими между двумя слабопроницаемыми пластами (см. табл. 8).

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 геологическими структурами и типами водовмещающих пород, предпринимались А.М. Жирмунским и А.А. Козыревым (1928), В.И. Вернадским (1936), Ф.П. Саваренским (1939), А.М. Овчинниковым (1949), Н.И. Толстихиным (1954, 1956), Е.В. Пиннекером (1983) и другими исследователями (см. табл. 8). Сравнение этих классификаций показывает, что они построены 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, А.М. Овчинникова, Ф.П. Саваренского) не дают полного представления о классифицируемом объекте (химический состав подземных вод, минерализация, связь с геологическими структурами и др.). Это положение определяет необходимость дальнейших исследований для разработки единой (общей) классификации подземных вод.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем заключаются принципы гидрогеологического расчленения слоистых разрезов осадочных и трещиноватых скальных пород?
2. Что такое водоносный слой, водоносный горизонт, водоносный комплекс, водоносная зона трещиноватости (дать определения понятиям)?
3. Как классифицируются подземные воды по типу водовмещающих пород и по условиям залегания?
4. В чем суть и чем различаются классификации подземных вод, предложенные Ф.П. Саваренским, А.М. Овчинниковым, Н.И. Толстихиным и другими авторами (дать сравнительную характеристику)?

5. Происхождение подземных вод и формирование их химического состава

5.1. Происхождение подземных вод

Как показано в § 2.1, первичная гидросфера возникла около 4,0–3,5 млрд лет назад. В это же время началось накопление различных форм воды в наружном слое Земли, который оценивается примерно в 20% ее массы. Нижняя часть этого слоя, по современным оценкам, находится на глубинах от 400 до 1000 км и имеет наиболее развитую пористость и трещиноватость. В этом слое в настоящее время выделяют три вида подземных вод: воды литосферы, астеносферы и подастеносферной мантии. Воды литосферы находятся главным образом в трещинах, порах и распространяются до глубин 100–200 км. Воды астеносферы (слоя без прочности) в отличие от вод литосферы часто растворены в расплавленной части вмещающей среды. Глубины их залегания от 100–200 до 750–800 км. На границе перехода верхней мантии к нижней (около 800 км) содержатся воды третьей группы – воды подастеносферной мантии.

Общее количество воды в рассматриваемых слоях, их происхождение и динамику оценить крайне трудно. Поэтому наиболее достоверно изучены подземные воды, находящиеся на глубине до 2000 м – отметки, по которой проходит изобата, приближенно определяющая распространение континентальной коры земного шара. Здесь вода существует во всех физических состояниях, а ее запасы велики и оцениваются в 23,4 млн км^3, что составляет 1,68% общих запасов воды на Земле. Эти воды являются составной частью гидросферы (см. § 2.1).

Двухкилометровая толща земной коры делится на три вертикальные гидродинамические зоны, которые различаются глубиной залегания, интенсивностью водообмена или активностью участия в глобальном гидрологическом цикле. В каждой из этих зон преобладают воды определенного агрегатного состояния, химического состава и минерализации. Подземные воды или свободно циркулируют по трещинам и полостям водовмещающих горных пород, почв под действием гравитационных сил, или движутся из областей с большим парциальным давлением водяного пара в области, где оно меньше, или движутся под действием капиллярных сил. Такие воды называются свободными. Подземные воды могут также находиться

в физически и химически связанном состоянии с минеральными частицами горных пород, грунтов, почв (см. § 2.3). В жидком состоянии воды наиболее широко распространены в верхней части земной коры до глубин залегания с так называемой критической температурой, при которой соотношение температуры среды и атмосферного давления таково, что жидкая вода переходит в парообразную. В среднем на земном шаре эта граница располагается на глубине 12 км, однако не является постоянной и в разных частях континентов различна. Например, на территории России глубина нижней границы жидкой воды изменяется от 8 до 40 км. В этой верхней зоне вода может также находиться и в парообразном состоянии, а при благоприятных условиях конденсироваться и переходить в жидкое. В твердом состоянии вода находится в самом верхнем слое земной коры и большей частью носит сезонный характер, за исключением зоны многолетнемерзлых пород, где она долгое время может существовать в виде подземных льдов.

Наиболее активно в глобальном гидрологическом цикле участвуют воды, находящиеся на относительно небольшой глубине, близко к поверхности Земли, заключенные в осадочных породах (грунты, почвы). Такие воды легко разгружаются в реки, озера, различные депрессии в земной коре, моря и участвуют в транспирации растений. Эта толща горных пород составляет первую гидродинамическую зону, которая носит название ***зоны активного водообмена***. Ее отличительной чертой является постоянное взаимодействие подземных вод и вод, находящихся на поверхности Земли. Как правило, эти воды пресные, в редких случаях слабоминерализованные. Условная мощность первой гидродинамической зоны – 0,3–0,5 км.

Вторая гидродинамическая зона – ***зона сравнительно активного водообмена*****,** расположенная ниже первой и простирающаяся до глубин, соответствующих абсолютным отметкам поверхности океанов (отметка поверхности геоида). Области дренирования подземных вод также приурочены к речным долинам, котловинам, впадинам, т.е. связаны с пониженными участками рельефа. В приморских районах воды этой зоны разгружаются в море. Часть зоны занимают напорные воды. Меньшая динамическая активность зоны определяет повышенную минерализацию воды, но часто встречаются и пресные воды.

Третья гидродинамическая зона – ***зона замедленного водообмена*** заключена между отметкой поверхности океана

и отметкой в 2000 м. Воды этой зоны дренируются лишь глубокими врезами долин крупных рек, бортами океанических впадин. Эти воды, как правило, соленые, рассолы, и лишь в верхней части зоны встречаются пресные и слабоминерализованные.

Интенсивность водообмена характеризует продолжительность гипотетически полной смены объема воды зоны или ее части в процессе круговорота воды. Почвенные воды, содержащиеся в самом верхнем слое Земли мощностью 0,2 м, сменяются раз в год, а смена воды в самой нижней части зоны замедленного водообмена осуществляется лишь в течение геологического времени.

Пополнение водой перечисленных зон происходит поразному. Вопрос о происхождении подземных вод долгое время был дискуссионным (известны инфильтрационная, конденсационная и другие теории), и только работы российского ученого А.Ф. Лебедева позволили установить, что воды различных зон формируются неодинаково. Для зоны активного водообмена основным видом питания является *просачивание* (*инфильтрация*) атмосферных осадков. Небольшая часть вод этой зоны образуется за счет процессов *конденсации* (конденсационные подземные воды) и *сорбции* (поглощение влаги частицами грунта). Считают, что вклад этого вида питания подземных вод невелик, однако в некоторых физико-географических условиях, например в пустынях, может иметь существенное значение. Что касается формирования запасов воды в более глубоких горизонтах, в зоне затрудненного водообмена, то единой точки зрения до сих пор нет. В настоящее время существуют по крайней мере три основные гипотезы происхождения этого класса подземных вод: магматическое и метаморфическое происхождение воды; седиментационное происхождение; атмосферное происхождение. При этом считается, что магматические и метаморфические воды образуются на больших глубинах из диссоциированных ионов H^+ и OH^- или паров воды, проникающих в рассматриваемые горизонты из областей нахождения магмы. Здесь речь идет о появлении молекул воды внутри твердой части Земли. Такие воды называются *ювенильными* (*юными*). Мантия – генератор природных вод, в ней содержится примерно $20 \cdot 10^{18}$ т воды всех состояний, при этом генерация молекул воды связывается с наиболее летучим продуктом дегазации вещества мантии – флюидом.

Флюид – понятие, широко используемое и точно не определенное. Так называют и поликомпонентный газово-жидкий

раствор, и надкритическое состояние вещества, когда стираются различия в фазовых особенностях между жидкостью и газом. Это проявление больших глубин и высоких давлений, по мнению А.П. Виноградова, представляет своего рода «геологическую плазму». В свете современных представлений о флюидном режиме мантия на заре геологической истории продуцировала восстановленные флюиды, в которых преобладали H_2 или водородные соединения типа CH_4, NH_3 и др. Наиболее вероятный механизм появления H_2O – окисление водорода при его взаимодействии с алюмосиликатами, силикатами и окислами.

В архее вода поглощалась главным образом при формировании земной коры и только частично выбрасывалась на поверхность, в Мировой океан. Основным поглотителем следует считать процесс гидратации породообразующих минералов. С участием воды был сформирован гранитный слой в континентальной коре и произошла серпентинизация основания океанической коры.

На рубеже архея и протерозоя в жизни подземной гидросферы произошли серьезные изменения. Кроме ювенильных вод большое значение в верхнем осадочном слое стали приобретать *вадозные*, т.е. приповерхностные, воды, появление которых обязано процессам осадконакопления в седиментационных бассейнах и регулярному круговороту воды в природе. Эти воды могли проникать и в более глубокие горизонты или участвовать в процессах метаморфизма. Одновременно при метаморфизме в связи с понижением температуры и давления стала выделяться химически связанная вода из минералов.

Таким образом, в геологической истории Земли вода непрерывно генерировалась на самых разных уровнях (в мантии и земной коре) и в различных потоках (региональных и локальных). Отщепляясь от магмы и обладая высокой растворяющей способностью, она приобретает роль универсального переносчика химических элементов как при их выносе из мантии, так и в случае перераспределения в земной коре.

Седиментогенные подземные воды образуются из вод того водного объекта, где происходил процесс седиментации, т.е. отложения наносов. Воды такого типа распространены в осадочных породах и в ложах океанов и морей, где образуют так называемые иловые растворы (см. § 2.5).

По перечисленным условиям формирования подземные воды можно разделить на эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние). *Эндогенные подземные воды* образуются в гор-

ных породах в результате дегидратации минералов (такие воды называют дегидратационными или «возрожденными») или поступают из магматических очагов, в частности в районах современного вулканизма – ювенильные воды.

Экзогенные подземные воды попадают в горные породы либо при процессах просачивания (инфильтрации поверхностных вод и конденсации водяного пара), либо в результате седиментации (осадконакопления). Воды эндогенного и экзогенного происхождения, двигаясь в горных породах, часто смешиваются, образуя *смешанные подземные воды*.

5.2. Процессы формирования химического состава 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 вещественного состава подземных вод: неживое, или «косное», вещество, 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 обмена веществ, в состав которых входят специфические формы «живой материи»: белки, липиды, аминокислоты и др.

И живое, 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:

● углерод, хлор, сера, азот, кремний, образующие главным образом анионы, а также газы и органические вещества;

● натрий, кальций, магний, калий, реже железо, представляющие собой основу катионного состава подземных вод.

В подземных водах также 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 минеральные химические соединения (сульфаты, оксид углерода, калий, натрий и др.), 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.

В результате взаимодействия подземных вод с окружающей средой, прежде всего с горными породами, почвами, атмосферой, органическими веществами, формируются определенные физико-химические свойства воды.

Число факторов, определяющих химический состав подземных вод, чрезвычайно велико. Среди них выделяют следующие группы:

● физико-химические – свойства воды в различных фазовых состояниях, водных растворов, химических элементов и соединений и т.д.;

● физические – температура, давление, радиоактивность, магнетизм, гравитация и др.;

● физико-географические – климат, особенно осадки и испарение, рельеф, гидрология, условия дренирования и т.д.;

● геолого-гидрогеологические – тектоника, магматизм и метаморфизм, фациальное строение разреза, минералогиче-

ский состав пород, фильтрационные свойства пород, гидродинамические условия, палеогидрогеология и др.;

- биологические – микрофлора и микрофауна;
- 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).

Выделяют две основные группы процессов формирования химического состава подземных вод: гидрогеохимические и гидробиохимические (с участием живого вещества).

Гидрохимические процессы. В комплексе гидрогеохимических процессов условно можно выделить:

- процессы обмена веществом водовмещающей породы и окружающей среды с раствором, в том числе повышающие (растворение и выщелачивание, десорбция, гидролиз, комплексообразование и др.) и понижающие (осаждение и кристаллизация, высаливание, сорбция и др.) минерализацию подземных вод;
- процессы качественного и количественного перераспределения вещества в самих природных растворах (конвективный и диффузионный массоперенос).

Растворение в гидрогеохимии – процесс перевода в подземные воды из окружающей среды (горной породы) 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 от природы вещества,

а также от температуры, давления (слабо) и состава раствора. Например, при 10 °С (близкую температуру имеют грунтовые воды средней полосы) и атмосферном давлении в 100 г воды растворяется 35,86 г NaCl, 0,007 $CaCO_3$, 1,194 г CO_2 (Лурье, 1971). При температуре 8,5 °С в 100 г воды растворяется 0,193 г $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, 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. Говоря о растворении, чаще 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, KC1, Na_2SO_4, Na_2CO_3, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, $CaCO_3$ 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 выносятся наиболее растворимые соединения – хлориды щелочных и щелочно-земельных 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 CO_2 способствует растворению кальцита в морских карбонатных породах наряду с сульфатами и хлоридами. В зависимости от степени промытости пород в этом случае могут формироваться воды HCO_3–SO_4–C1, HCO_3–SO_4, SO_4–HCO_3, HCO_3 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 сложности. Например, в воде, содержащей сульфаты и карбонаты кальция и магния, кроме Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}

присутствуют $CaCO_3^0$, $MgCO_3^0$, $CaHCO_3^+$, $MgHCO_3^+$, $CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$. Особенно существенное значение для химического состава подземных вод имеют комплексы Fe и Al, ряда металлов – микрокомпонентов, фосфатов и др.

Комплексообразование стимулирует процесс растворения, поскольку в присутствии анионов и катионов, комплексующихся с компонентами растворяемого вещества, растворимость и скорость растворения последнего увеличиваются.

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 и др.

Испарение – один из важнейших процессов формирования химического состава грунтовых вод в аридных областях, где оно вызывает континентальное засоление. Гидрогеохимические следствия испарительных процессов определяются соста-

вом 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 (ммоль) $HCO_3^- + 2CO_3^{2-} > 2Ca^{2+}$, по мере достижения произведения растворимости и осаждения кальцита, а также, возможно, сепиолита $MgSi_3O_6(OH)_2$ 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, то в составе раствора преобладают сульфаты и хлориды натрия и магния, если выше – рассол содержит хлориды натрия, кальция и магния. Так формируются широко распространенные гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые и магниево-натриевые воды с минерализацией до 10 г/л и более. При соотношении $HCO_3^- + 2CO_3^{2-} < 2Ca^{2+}$ 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 ее минерализации последовательно

выпадают в осадок карбонаты, гипс, галит, эпсомит ($MgSO_4 \times \times 7H_2O$), сильвин (КС1), карналлит ($KC1 \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). При этом остаточный раствор все более концентрируется за счет солей с 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 истинно 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, $CaCO_3$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

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. Кроме того, установлено, 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 щелочно-земельных металлов, NaCl может выпадать в осадок при концентрации в растворе, значительно меньшей, чем концентрация его насыщения при дан-

ных температуре и давлении в дистиллированной воде. Таким образом, высаливание можно рассматривать как процесс, способствующий осаждению 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.

Сорбция – явление поглощения коллоидом (сорбентом) веществ из окружающей среды (главным образом из раствора). Различают адсорбцию, когда поглощение осуществляется только поверхностным слоем сорбента, и абсорбцию, когда поглощает вся масса сорбента.

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 pH. 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 миллиграммах-эквивалентах на 100 г сухой породы (мг-экв/100 г) или в процентах (%) от веса сухого вещества, называют *емкостью поглощения* (монтмориллонит – 80–150 мг-экв/100 г, гидрослюды – 10–150, каолинит – 3–15 мг-экв/100 г). В зависимости от качественного состава (энергии поглощения) 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 раз-

личным. В общем случае реакции обмена идут самопроизвольно в сторону вытеснения ионов с низкой энергией поглощения ионами с более высокой энергией поглощения. Процессы ионного обмена 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 и 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 образованием слабодиссоциирующих соединений и изменением pH природных растворов.

В природных условиях изолированные процессы гидролиза катионов и анионов наблюдаются чрезвычайно редко, поскольку природные растворы обычно многокомпонентны и содер-

жат анионы как слабых, так и сильных оснований и различные катионы.

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

$$4KAlSi_3O_8 + 14H_2O \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{Al_4[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_8} + 4K^+ + 4OH^- + 8H_2SiO_3$$

гидроксид-ион при постоянном поступлении CO_2 практически весь связывается в гидрокарбонат-ион по схеме $OH^- + CO_2^- \rightarrow HCO_3^-$, т.е. происходит перевод в растворимую форму труднодиссоциирующих продуктов гидролиза. При этом подземные воды обогащаются кремнекислотой и HCO_3. Водородный показатель pH растворов зависит от соотношения процессов гидролиза и генерации CO_2.

В зоне метаморфизма гидролизу с образованием гидроокислов металлов и кислот могут подвергаться карбонатные, сульфатные и даже хлоридные минералы (Валуконис, Ходьков, 1978; Крайнов и др., 2004).

Диффузия в гидрогеохимии – это процесс перераспределения вещества в природных растворах или в системе «вода – порода» под влиянием градиента химического потенциала. При наличии в слоистой системе разности химических потенциалов какого-либо компонента (например, различие содержаний Cl^- в водоносных горизонтах I и II, разделенных глинистым слоем) возникает направленный диффузионный поток через разделяющий слой глин из горизонта I с более высоким химическим потенциалом этого компонента к горизонту II с меньшим его значением.

В водоносных и слабопроницаемых отложениях, граничащих с галогенными толщами, также существуют градиенты химических потенциалов и, следовательно, диффузионные потоки. 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 макропорах 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 процессе «перетекания».

Формирование химического состава подземных вод главным образом под влиянием диффузионных процессов характерно для элементов гидрогеологического разреза с «малыми» скоростями движения подземных вод (зона затрудненного водообмена, глинистые толщи, галогенные породы и др.).

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. В цикле развития (в процессах фото- и хемосинтеза) живые организмы (в том числе микроорганизмы) и растения 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 возможность существования и развития живого вещества. Энергию,

необходимую для жизнедеятельности, микроорганизмы получают в процессе переноса электронов от веществ с большей электроотрицательностью к веществам с меньшими ее величинами 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, сульфофикация 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 содержания 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 $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ 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 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***, т.е. восстановление элементарной и окисленной форм серы до H_2S бактериями рода *Desulfovebrio*

и др. Эти процессы представляют собой важнейшие этапы круговорота серы в природе.

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

$$2H_2S + O_2 \rightarrow 2H_2O + S_2 + 65 \text{ ккал},$$

$$S_2 + 3O_2 + 2H_2O \rightarrow 2H_2SO_4 + 283 \text{ ккал}.$$

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.

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 энергию окисления водорода или органического вещества. В зависимости от использования в качестве энергетического материала газообразного водорода (H_2) или органического вещества подземных вод и горных пород ($C_{орг}$) выделяют *автотрофную* и *гетеротрофную* сульфатредукцию:

$$SO_4^{2-} + 4H_2 = S^{2-} + 4H_2O;\ SO_4^{2-} + 2C_{орг} = S^{2-} + 2CO_2.$$

Процесс сульфатредукции может идти при температурах от 0–2 до 70–80 °С и имеет важнейшее значение для формирова-

ния химического состава пластовых вод артезианских платформенных и межгорных бассейнов.

Сульфатредукция обусловливает сразу несколько гидрогеохимических следствий: генерируются значительные количества (от миллиграммов до 1–4 г/л) сероводорода ($S^{2-} + 2H_2O = H_2S + 2OH^-$) – одного из важнейших потенциалзадающих веществ. При этом создаются восстановительные условия (Eh 300 мВ и менее) и выпадают в осадок в виде сульфидов Fe, Cu, Pb и др. Повышение pH среды приводит к смещению карбонатных равновесий в сторону CO_3^{2-}, следствием чего является осаждение $CaCO_3$.

При автотрофной сульфатредукции выделяется значительное, вплоть до перенасыщения, 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.

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:

$$4NO_3^- + 5C \rightarrow 2CO_3^{2-} + 3CO_2\uparrow + 2N_2\uparrow.$$

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 метанообразующими бактериями за счет разложения жирных кислот, а также водорода и углекислоты.

Особая роль биохимических процессов в подземных водах заключается в стимуляции и ускорении процессов комплексообразования, которые широко распространены в природе. С участием микроорганизмов происходит разложение трудно-растворимых органических соединений и перевод их в раствор

в форме различных органических кислот (гуминовой, яблочной, щавелевой, винной и др.), образующих относительно хорошо растворимые комплексы со многими металлами (Fe, Al, Zn, Pb и др.).

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

Перечисленным выше трем гидродинамическим зонам (см. § 5.1) соответствуют определенные гидрохимические зоны. Формирование химического состава вод этих зон связано с характером гидродинамических процессов. Так, в зоне активного водообмена (первая зона) происходит интенсивное выщелачивание хлоридов и сульфатов, убывающее от поднятий к депрессиям, а также с увеличением засушливости климата. Поэтому в зоне достаточного и избыточного увлажнения формируются преимущественно пресные ($S < 1‰$) гидрокарбонатные воды, а в зоне недостаточного увлажнения и в областях с депрессиями земной поверхности – также сульфатные и сульфатно-хлоридные воды. Такое распределение химического состава подземных вод зоны активного водообмена соответствует зональному.

В зоне затрудненного водообмена (вторая зона) подземные воды медленно вымывают из горных пород солевые компоненты, меняющие состав воды в разрезе длительного времени. Это приводит к формированию гидрокарбонатных и сульфатно-хлоридных вод. В складчатых молодых областях также формируются щелочные, термальные, иногда сероводородные воды. Минерализация вод этой зоны достигает 1–3,5‰.

В зоне застойного водного режима (третья зона) наблюдаются аккумуляция солей, метаморфизм вод, геохимические и физико-химические процессы (диффузия, осмос и т.п.), благодаря которым формируются высокоминерализованные хлор-натриево-кальциевые воды и рассолы ($S > 3,5‰$).

Единой классификации подземных вод по химическому составу в настоящее время нет. Наиболее распространенной является классификация О.А. Алекина, который разделил все воды по преобладающему иону на три класса: гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные. Класс делится на три группы по преобладающему катиону: кальцию, магнию, натрию (калию). Каждая группа делится на четыре типа по соотношению между катионами и анионами (см. § 9.3).

Подземные воды содержат также различные растворенные органические вещества, их суммарная концентрация составляет 10–50 мг/л для вод зоны активного водообмена и 10–80 мг/л для глубоких водоносных горизонтов.

Обязательной составляющей подземных вод, как и любой природной воды, являются растворенные газы. Их происхождение связано с атмосферой, процессами дегазации мантии, химическими и биохимическими процессами, происходящими в недрах Земли и на ее поверхности. Наиболее распространенными газами являются азот (N_2), кислород (O_2), углекислый газ (CO_2), водород (H_2), аргон (Ar), гелий (He) и др. Кислород быстро расходуется в результате активно протекающих химических реакций, и на глубине 1 км практически исчезает. Концентрация CO_2 в подземных водах зависит от его парциального давления и температуры, поэтому в некоторых районах можно встретить углекислые источники подземных вод (Боржоми, Ессентуки на Кавказе, Карловы Вары в Чехии). Аргон – благородный газ – не вступает в реакцию с горными породами, поэтому его можно использовать как показатель доли атмосферного аргона в водах. Водород как газ, а не в составе соединений присутствует только на значительных глубинах и может продуцироваться в недрах Земли. Значительное содержание водорода встречается в водах океанических рифтовых зон.

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

Вопросы для самоконтроля

1. Какие гидродинамические зоны выделяются в земной коре?
2. Каковы современные представления об источниках формирования подземных вод?
3. Каковы особенности образования вод инфильтрационных, седиментационных, ювенильных?
4. Какие факторы определяют химический состав подземных вод?
5. В чем заключаются основные процессы, формирующие химический состав подземных вод?

6. Залегание и распространение вод в подземной гидросфере

Условия залегания подземных вод в земной коре определяются геологическим строением территории, связанным с литологическим составом и структурой горных пород, наличием и глубиной залегания водонепроницаемых пород, чередованием характера водовмещающих пород (пески, галька и т.п.) и водоупоров (глины, граниты и т.п.). Это создает условия для накопления свободных вод в толще водопроницаемых пород, залегающих на водоупорах. Таким образом формируются водоносные горизонты, расположенные на разной глубине. При этом вода может заполнять не всю толщу водоносного горизонта, а лишь его часть. Такой горизонт имеет уровень свободной поверхности, или ***зеркало подземных вод.*** В зависимости от количества водоносных слоев существует и несколько горизонтов подземных вод. Вертикальное расстояние между водоупором, над которым расположен водопроницаемый слой, и зеркалом подземных вод называется **мощностью водоносного слоя.** При таком залегании подземных вод они, как правило, являются ***безнапорными.*** Вскрытые при бурении или сооружении колодца горизонты воды оказываются на том же уровне, на котором они залегают в грунте. При выходе на дневную поверхность такие воды формируют *безнапорные источники*. Если же в водоносном горизонте отметки уровня в областях питания и разгрузки не совпадают, то возникает гидростатическое давление и воды становятся ***напорными.*** Чем больше разность этих отметок, тем больше напор. При вскрытии такие воды под действием напора поднимаются и устанавливаются приблизительно на уровне, соединяющем области питания и разгрузки. Из скважин вода изливается в виде фонтанов. По условиям залегания напорные воды делятся на *артезианские* (*пластовые*) и *жильные*. Все эти воды образуют бассейны подземных вод, приуроченные к гидрогеологическим структурам – вместилищам подземных вод, гидродинамически обособленных от смежных структур.

На рис. 8 представлена общая схема залегания различных типов подземных вод.

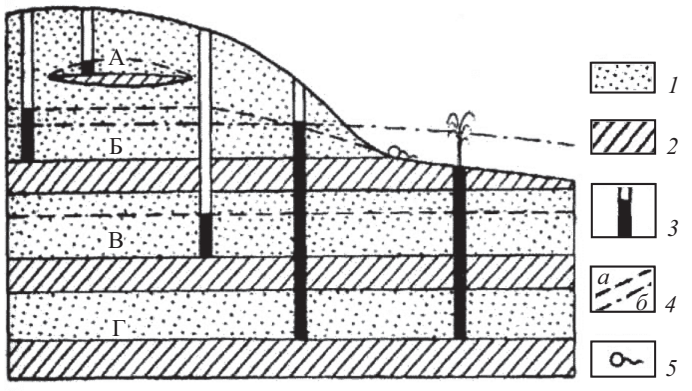


Рис. 8. Схема залегания подземных вод:

А – верховодка; Б – грунтовые воды, образующие зону активного водообмена; В – безнапорные межпластовые воды; Г – напорные подземные воды; *1* – проницаемые породы; *2* – непроницаемые породы (водоупоры); *3* – буровые скважины и уровни воды в них, фонтанирующие скважины (артезианские); *4* – уровни воды (*а* – свободный уровень у грунтовых вод; *б* – напорный пьезометрический уровень); *5* – источник (родник)

6.1. Воды зоны аэрации и грунтовые воды

Воды зоны аэрации и грунтовые воды залегают в верхней части геологического разреза: от поверхности Земли до глубин порядка 200–250 м, реже больше. В связи с этим условия их формирования наиболее тесно связаны с климатом территории, рельефом и поверхностными водами. Кроме того, в современных условиях их формирование в значительной мере определяется наличием различных видов антропогенного воздействия.

6.1.1. Воды зоны аэрации

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 от 0 до 200–250 м и более (см. § 2.4).

В соответствии с названием – зона неполного насыщения – свободное пространство в минеральном скелете пород зоны аэрации заполнено частично водой (связанные воды, капиллярные, свободные гравитационные, вода 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 $\omega_{м.м}$), до значений, соответствующих полному насыщению (W_{max}).

Уровень влажности пород зоны аэрации и его изменения в разрезе определяются 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 зависят от состава пород зоны аэрации (галечники, пески, супеси, суглинки, трещиноватые или закарстованные породы, слоистый разрез зоны аэрации и др.).

В зоне 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.

В ненасыщенных породах зоны аэрации движение подземных вод может осуществляться движением парообразной, рыхлосвязанной воды и другими путями. 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.

Вертикальный влагоперенос осуществляется во-первых, нисходящим движением свободных гравитационных вод (просачивание) от поверхности Земли до уровня первого водоносного горизонта, формирующим инфильтрационное питание подземных вод, во-вторых, подъем подземных вод по системе капилляров от уровня водоносного горизонта до поверхности

Земли с последующим испарением (разгрузка грунтовых вод испарением).

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. 9).

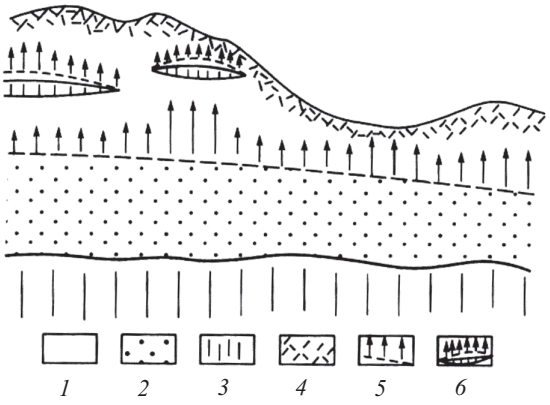


Рис. 9. Схема залегания типов подземных вод зоны аэрации:

1 – породы зоны аэрации; *2* – породы грунтового водоносного горизонта; *3* – слабопроницаемые породы; *4* – почвенный слой; *5* – уровень грунтовых вод и капиллярная кайма; *6* – верховодка

Горизонт почвенных вод формируется в самой верхней части разреза вблизи от поверхности Земли, мощность его чаще всего изменяется от первых десятков сантиметров до 1–1,5 м, реже более. Горизонт не имеет под собой постоянного водоупора. Эти воды питаются атмосферными осадками, поэтому максимальное насыщение почв происходит в сезоны дождей или в периоды таяния снежного покрова, а минимальные запасы характерны для засушливых периодов и зим. Области распространения этих вод совпадают с областями их питания.

В связи с микроагрегатной структурой почв, высоким содержанием органики и другими факторами в почвенном слое формируются преимущественно прочносвязанные, 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 (инфильтрация, 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 свободных гравитационных вод, формирующиеся на пространственно невыдержанных водоупорах в породах зоны аэрации, выше уровня грунтового водоносного горизонта (см. рис. 9). 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 др.) водный режим и периоды существования горизонтов верховодки могут быть 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. Климатические условия местности, состав пород почвенного слоя и зоны аэрации, источников питания и условий определяют химический состав и минерализацию воды.

Воды капиллярной каймы связаны непосредственно со свободной поверхностью первого водоносного горизонта (см. рис. 9). Мощность капиллярной каймы (высота подъема относительно уровня грунтовых вод) определяется гранулометрическим составом пород зоны аэрации и может быть различной (см. § 3.2). Перемещение вод капиллярной каймы в породах зоны аэрации обусловлено 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.

6.1.2. 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. 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. 4). Понятия «свободный уровень», «свободная поверхность» подчеркивают тот факт, что верхней границей грунтового водоносного горизонта является свободный уровень подземных вод (см. рис. 9). При вскрытии водоносного горизонта в этом случае отсутствует избыточное давление воды на его кровле ($P = P_{атм}$) и уровень воды устанавливается на отметке вскрытия верхней границы горизонта. В связи с этим грунтовые воды не совсем верно называют также безнапорными. На участках, где в верхней части водоносного горизонта распространены линзы слабопроницаемых пород или покровные слабопроницаемые отложения, собственно водоносный горизонт фиксируется горными выработками ниже их подошвы. На таких участках наблюдается избыточное гидростатическое давление, под действием которого уровень воды устанавливается выше кровли водоносного горизонта. В этом случае подземные воды называются водами с местным напором или субнапорными. Поверхность грунтовых вод именуется *зеркалом*, реже *скатертью*.

В зависимости от геоморфологических условий, геологического строения и гидрогеологических особенностей выделяют грунтовой поток, грунтовой бассейн и сочетание грунтового потока с грунтовым бассейном.

Грунтовым потоком называют водоносный горизонт грунтовых вод (или его часть), движение воды в котором происходит под влиянием силы тяжести в направлении уклона их зеркала.

Бассейн грунтовых вод (грунтовой бассейн) обычно приурочен к понижению в водоупорном ложе, которое выполнено водопроницаемыми породами, насыщенными водой; зеркало его находится в горизонтальном положении. Эти бассейны образуются при таких условиях питания, когда поступающие инфильтрационные или конденсационные воды не полностью заполняют толщу пород. Нередко бассейном грунтовых вод называют также определенные геоморфологические элементы или геологические тела, в которых грунтовые воды широко распространены.

Формирование грунтовых вод, их режим во многом зависят от рельефа местности. Поэтому различают грунтовые воды междуречий, находящиеся на водораздельных равнинах, склонах долин, и грунтовые воды долин, заполняющие отложения аллювия. Эти воды распространены повсеместно. Особый вид грунтовых вод представляют воды ледниковых отложений, залегающие в моренах в виде линз и водоносных горизонтов. Их распространение связано с положением ледниковых образований, которые имеются и в Европе, и в Азии, и в Северной Америке. Запасы грунтовых вод ледниковых отложений, как правило, велики. Например, из конечных морен, относящихся к Валдайскому оледенению, берут начало такие крупные реки, как Волга, Днепр, Западная Двина (см. форзац).

Глубина залегания грунтовых вод увеличивается от пойм к водораздельным пространствам и от зон избыточного и достаточного увлажнения к засушливым. Даже во влажных областях отметка горизонта этих вод может опускаться до 20 м, а в зонах степей и пустынь она нередко превышает 30–40 м. При этом почвенные и почвенно-грунтовые воды могут вообще отсутствовать или существовать очень непродолжительное время. Грунтовые воды на больших глубинах чаще встречаются в виде линз, размеры которых бывают самыми различными. Например, в пустыне Каракумы размеры Ясханской линзы достигают 2000 км^2, а ее мощность в центре более 70 м. Слабый водо-

обмен в таких линзах приводит к возрастанию минерализации воды.

В горных областях грунтовые воды распространены в породах коры выветривания, а также в тектонических трещинах, разломах дочетвертичного периода. Такие воды называются трещинно-жильными. Увеличение количества выпадающих атмосферных осадков с высотой приводит к более интенсивному питанию подземных вод, которые, как правило, выклиниваются у подножий склонов речных долин и ущелий. Большие запасы грунтовых вод содержатся в межгорных впадинах и конусах выноса в предгорьях.

Таким образом, в пределах платформенных территорий гумидной зоны грунтовой водоносный горизонт залегает на глубинах до 10–15 м и 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 эрозионной расчлененности рельефа (горно-складчатые области) характерны максимальные глубины залегания грунтовых вод – до 200–250 м, возможно, больше (см. форзац).

Таким образом, сравнительно неглубокое залегание грунтовых вод на первом от поверхности водоупорном пласте, их тесная связь с поверхностными и метеорными водами определяют следующие их особенности:

- они безнапорные, имеют обычно свободную поверхность с давлением на ней, равным атмосферному, и передвигаются под действием силы тяжести в направлении уклона их зеркала;
- питание осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации влаги в зоне аэрации, область питания совпадает с областью распространения;
- разгрузка происходит у основания склонов или в поверхностные водоемы и водотоки, с которыми грунтовые воды имеют гидравлическую связь;

● вследствие непосредственного воздействия поверхностных факторов уровень, дебит, температура и другие параметры грунтовых вод подвержены сильным колебаниям во времени;

● неглубокое залегание и интенсивный подземный сток вызывают формирование преимущественно пресных грунтовых вод, но при недостаточном увлажнении территории они становятся минерализованными и солеными.

6.2. Межпластовые воды

Межпластовыми водоносными горизонтами 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 относительно слабопроницаемую (водоупорную) кровлю и подошву (рис. 10).

В геологических структурах, сложенных слоистыми осадочными отложениями, межпластовые воды распространены на глубинах примерно от 10 м до 7 км и, вероятно, на больших

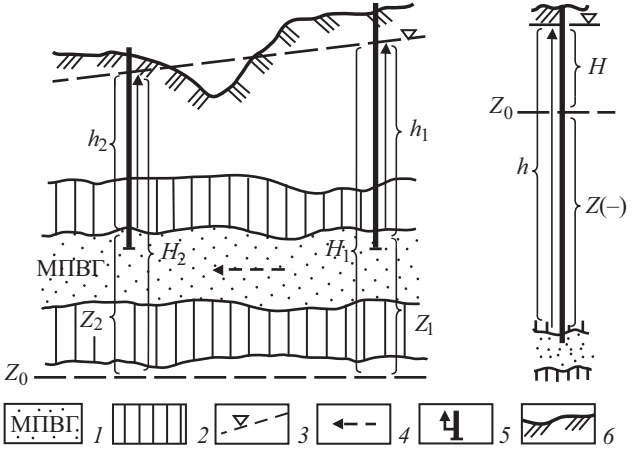


Рис. 10. Схема условий залегания межпластового водоносного горизонта:

1 – межпластовый водоносный горизонт; *2* – слабопроницаемые породы кровли и подошвы; *3* – пьезометрический уровень напорных межпластовых вод; *4* – направление движения межпластовых вод; *5* – скважина, стрелкой обозначена величина пьезометрического напора; *6* – поверхность Земли (*остальные обозначения см. в гл. 8*)

глубинах, предположительно до 15–20 км, в глубоких платформенных структурах, сложенных осадочными породами (Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина 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 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. Это *нормальное гидростатическое давление* $P_{гидр}$. 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 массой вышележащей толщи горных пород ($P_{гео} = 2{,}5\ P_{гидр}$).

При вскрытии межпластового водоносного горизонта буровой скважиной (колодцем, шахтным стволом) вода под действием избыточного (пластового) давления поднимается выше кровли водоносного горизонта и устанавливается на определенном уровне, который принято именовать *пьезометрическим уровнем* (рис. 10). Расстояние от кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня называется *напором подземных вод*. Напор характеризует запас потенциальной энергии воды.

Для напорных вод характерны следующие особенности:

- это межпластовые воды, горизонты и комплексы которых изолированы сверху и снизу водоупорами;
- область питания, разгрузки и создания напора вод и область их распространения не совпадают и часто удалены одна от другой на большие расстояния;
- при вскрытии напорного водоносного горизонта появление воды в скважине всегда отмечается глубже по сравнению с установившимся уровнем; часто уровень устанавливается выше поверхности Земли, и тогда скважина фонтанирует;

● режим таких вод более стабилен по сравнению с режимом грунтовых вод: поверхностные факторы оказывают на него гораздо меньшее влияние;

● в верхней части разреза напорные воды пресные, с глубиной их минерализация возрастает.

Среди природных емкостей напорных вод основными являются: бассейны пластовых вод; моноклинальные бассейны пластовых вод.

Под *бассейном пластовых вод* понимают совокупность напорных водоносных горизонтов или комплексов, залегающих в синклинальных структурах, где движение подземных вод происходит под гидростатическим напором.

Водоносные горизонты (комплексы) напорного типа отличаются относительно небольшим размером области питания (создания напора) по сравнению с площадью области стока (развития напора). В пределах платформ области питания могут располагаться на разнообразных положительных формах рельефа междуречных пространств и возвышенностей. Для этих участков характерны выпуклости напорной поверхности водоносных горизонтов и падение напора с глубиной. Такое соотношение уровней обусловливает возможность перетекания вод из верхних горизонтов в нижние даже через относительно водоупорные породы.

Иногда питание напорных вод осуществляется путем подтока из нижележащего горизонта в вышележащий, что имеет место, когда напоры чередующихся водоносных горизонтов увеличиваются с глубиной. Подток обычно происходит по тектонически ослабленным зонам или же осуществляется через относительные водоупоры.

Напорные воды гидравлически связаны с грунтовыми на участках, где размыты перекрывающие водонепроницаемые пласты или же где они фациально замещаются путем перехода в проницаемые разности пород. Тесная связь напорных вод с грунтовыми отмечается как в области питания, так и в области разгрузки напорных водоносных горизонтов.

Характер пьезометрической поверхности того или иного напорного водоносного горизонта в пределах его распространения на картах изображается обычно гидроизопьезами. *Гидроизопьезы* (иногда их называют изопьезами или пьезоизогипсами) – линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

При общем мульдообразном залегании пластов на соотношение пьезометрических уровней различных напорных горизонтов большое влияние оказывает рельеф.

В зависимости от гипсометрического положения областей питания и разгрузки, а также их местонахождения в пределах напорного бассейна интенсивность подземного стока бывает самой разнообразной. Очень часто встречаются бассейны с заметным водообменом в своих погруженных частях, когда области питания имеют примерно одинаковое высотное положение, а видимые области разгрузки отсутствуют. Разгрузка подземных вод происходит по тектонически ослабленным зонам, а также через слабопроницаемые или водоупорные (при значительной разности напоров) породы кровли по всей площади их распространения.

Артезианские воды заключены в водоносных горизонтах, представляющих собой геологические структуры, обеспечивающие напор. К таким структурам относятся синклинали, моноклинали, впадины, мульды и т.п. Совокупность водоносных горизонтов таких структур образует артезианские бассейны (рис. 11).

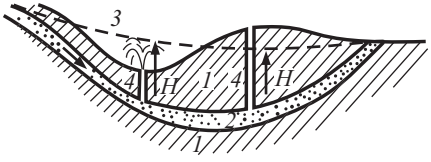


Рис. 11. Схема размещения артезианских вод:

1 – водоупорный пласт; *2* – артезианский водоносный горизонт; *3* – линия напора (пьезометрическая линия); *4* – скважины; *H* – высота подъема артезианских вод через скважины

Эти бассейны имеют различные размеры: их площадь иногда превышают 1 млн км^2, а глубина залегания водоносных горизонтов может достигать 1 км. В артезианских бассейнах также имеются области питания и разгрузки. При этом различают внешние и внутренние области питания. Внешние находятся за границей артезианских бассейнов, в пределах структур, обрамляющих бассейны. Внутренние представляют собой так называемую зону поглощения атмосферных осадков и речного стока, расположенную в границах бассейна. Здесь же находятся и области разгрузки. Интенсивность водообмена артезианских

бассейнов зависит от их местоположения, размеров, напора и т.п. Чем больше проницаемость пород и напорные градиенты и чем меньше горизонтов, тем интенсивнее происходит водообмен.

Занимая огромные территории и распространяясь на большие глубины, артезианские бассейны захватывают воды всех трех вертикальных гидродинамических зон. Поэтому химические свойства артезианских вод самые разнообразные – от пресных до соленых.

Одной из разновидностей подземных напорных вод являются гейзеры. ***Гейзеры*** – периодически фонтанирующие горячие источники, распространенные в районах современной или недавно прекратившейся вулканической деятельности. Механизм формирования напора связан с разностью температур воды на глубине и у поверхности Земли. На глубине температура выше точки кипения, а у поверхности она снижается до 70–80 °С.

Вследствие давления водяного столба глубинные воды полностью не переходят в парообразное состояние, поэтому на поверхность выходят лишь отдельные порции пара, в результате чего давление снижается и вода закипает. Образовавшийся таким образом пар вместе с водой вырывается наружу и происходит извержение гейзера. Выброшенная вода частично возвращается в жерло источника, температура воды понижается и извержение прекращается. В зависимости от особенностей устройства подземных горизонтов и метеоусловий каждый гейзер имеет свой ритм извержений: частота извержений – от 3–5 мин до нескольких часов. Высота выбрасываемого столба воды может достигать 10–15 м.

По химическому составу вода большинства гейзеров является хлоридно-натриевой или хлоридно-гидрокарбонатно-натриевой с большим содержанием кремниевой кислоты. Поэтому в местах выхода этих источников накапливаются отложения светлого кремнистого туфа – гейзерита (травертина). В большинстве случаев гейзерная вода имеет атмосферное происхождение.

Наиболее крупные скопления гейзеров – гейзерные парки – находятся в США, в Йеллоустонском национальном парке в верховьях р. Йеллоустон и Мадисон, в России – на Камчатке в долине р. Гейзерная, в Исландии и на севере Новой Зеландии. Гейзерные парки обнаружены также в Тибете, Италии, Японии. Некоторые гейзеры Йеллоустонского парка фонтанируют на высоту более 30 м. Гейзер Гигант выбрасывает воду с температурой около 95 °С на высоту до 40 м. Наиболее известный

гейзер – Олд-Фейтфул (Старый Служака), регулярно фонтанирующий почти каждый час. За год он «работает» 8 тыс. раз. Струя горячей воды фонтанирует на высоту около 40–50 м уже в течение 100 лет. Среди камчатских гейзеров выделяется гейзер Великан, вода которого при извержении поднимается на высоту 20–25 м.

6.3. Глубинные воды

К напорным водам относятся воды, находящиеся лишь под гидростатическим напором. В то же время существуют подземные воды с совершенно иными источниками напора и питания. Достоверно установленное ныне широкое распространение таких вод оправдывает их выделение в самостоятельную категорию.

Различия в геологическом строении районов распространения и факторов напорности глубинных вод обусловливают их деление на воды: бассейнов пластовых вод; кристаллического фундамента, в том числе древних щитов; различного рода разломов глубокого заложения в тектонически активных областях. В первом случае, а отчасти и во втором, преобладают пассивные причины (гравитация, пластичность пород, присутствие углеводородов и т.д.), в третьем – колоссальные эндогенные силы.

Наиболее типичные случаи распространения и проявления элизионных вод характерны для бассейнов пластовых вод. Таковыми являются, например, основная масса вод гидрогеодинамической зоны весьма затрудненного водообмена, воды нефтяных и газовых залежей. Пластичные осадочные породы обладают наилучшими свойствами, необходимыми, с одной стороны, для изоляции подземных вод от влияния гидростатического напора, и с другой – для возникновения и сохранения гидрогеодинамических аномалий. Такие свойства присущи, прежде всего, относительно молодым песчано-глинистым отложениям. В них величина пластовых давлений может достигать чрезвычайно высоких значений.

Как правило, для скважин, вскрывающих элизионные воды, характерен пульсирующий режим излива. Дебит их обычно быстро, реже постепенно, уменьшается вследствие релаксации факторов пластового давления. Такой режим излива присущ рассолам Сибирской платформы и Припятского прогиба. Типичен он и для рассолов юрской галито-ангидритовой толщи

в Средней Азии, после вскрытия которых на глубинах 2–3 км происходило фонтанирование с дебитом до 1000–8500 м^3/сут. Общим для глубинных рассолопроявлений является быстрое сокращение дебита и ограниченность периода излива (от 3,5 месяцев до нескольких суток).

Глубина встречаемости рассматриваемых вод может изменяться весьма существенно. Во многих соленосных бассейнах «запечатанные» линзообразные залежи рассолов с аномально высоким пластовым давлением встречаются всего на 0,4–0,5 км ниже поверхности Земли.

В формировании ресурсов элизионных вод участвуют воды различного происхождения. В соответствии с особенностями палеогидрогеологического развития различных регионов могут преобладать воды той или иной генетической категории, но чаще всего они являются полигенетическим образованием. Занимая самые нижние горизонты, элизионные воды в соответствии с нормальной гидрогеохимической зональностью обычно минерализованные, а состав их чаще всего хлоридный. Более того, они могут быть предельно насыщенными (минерализация свыше 500 г/л), как, например, межсолевые рассолы Ангаро-Ленского бассейна. Очень часто глубинные воды содержат в повышенных количествах ряд макро- и микрокомпонентов (редкие щелочи, бром, фтор, стронций, кальций, тяжелые металлы и т.д.).

6.4. Основные типы подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород

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 сохраняющиеся в таком состоянии в течение многих лет, веков и тысячелетий. На территории земного шара ММП распространены на площади более 35 млн км^2, что составляет около 25% суши. Мощность ММП изменяется от первых метров вблизи южной границы их распространения до 100–700 м в северных районах, в ряде случаев достигает 1000 м (в пределах массивов кристаллических пород и горно-складчатых областях Восточной Сибири).

Основными особенностями гидрогеологических условий территорий с ММП являются следующие:

● 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;

● мерзлые горные породы с температурами ниже 0 °С являются *непроницаемыми* для свободных гравитационных подземных вод (за исключением криогалинных) и могут рассматриваться в качестве *криогенных водоупоров.* Положение подземных вод относительно толщи (водоупорных) ММП определяет различные условия их формирования, что служит основой для классификации подземных вод криолитозоны;

● распространение практически с поверхности Земли до глубин 200–300 м, а в ряде случаев до 1000 м и более непроницаемых мерзлых пород с температурами ниже 0 °С приводит к резким изменениям гидродинамических, гидрохимических и гидротермических условий формирования всех типов подземных вод, определяя глубокое «криогенное» преобразование гидрогеологических структур. В связи с этим артезианские бассейны, гидрогеологические массивы и другие типы гидрогеологических районов в пределах зоны сплошного распространения ММП значительной мощности должны рассматриваться (Н.Н. Романовский и др.) в качестве специфических криогидрогеологических структур (криоартезианские бассейны, криогидрогеологические массивы и др.).

Первая классификация подземных вод области распространения ММП была предложена в 1941 г. Н.И. Толстихиным, которым по условиям залегания подземных вод относительно толщи многолетнемерзлых пород были выделены надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Н.Н. Романовский в 1966 г. предложил подразделять подземные воды в ММП на пять типов: намерзлотные, межмерзлотные, внутримезлотные, подмерзлотные и воды сквозных таликовых зон. В настоящее время именно это подразделение обычно используется при характеристике типов подземных вод области распространения ММП (рис. 12).

Надмерзлотными водами, согласно определению Н.И. Толстихина, называются подземные воды, залегающие над толщей многолетнемерзлых пород, над ее верхней границей. При неглубоком (до 10–15 м) залегании многолетнемерзлых пород их толща является обычно водоупорным основанием (подошвой) для надмерзлотных вод. В соответствии с пред-

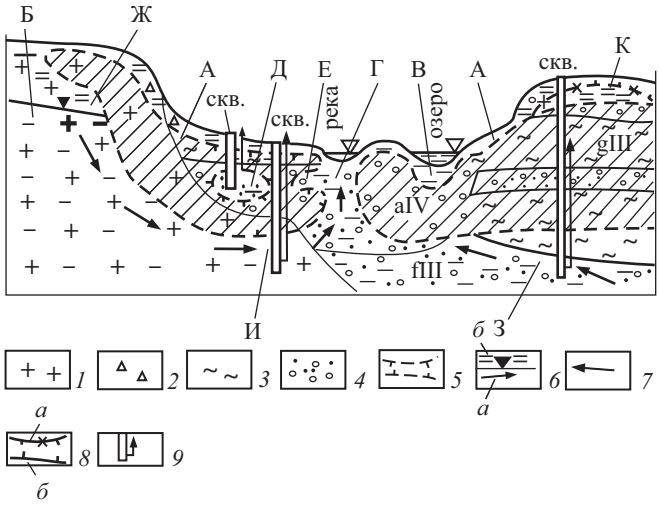


Рис. 12. Схема залегания различных по отношению к ММП типов подземных вод (по Романовскому, 1983):

А – надмерзлотные воды СТС; Б – воды сквозного дождевально-радиационного талика; В – надмерзлотные воды подозерного несквозного талика; Г – воды сквозного подруслового талика; Д – внутримерзлотные; Е – межмерзлотные воды; Ж – подмерзлотные воды неконтактирующие безнапорные; З – подмерзлотные воды неконтактирующие напорные; 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 граница; *6* – обводненность пород постоянная (*а*), периодическая (*б*); *7* – направление движения подземных вод; *8* – подошва СМС (*а*) и СТС (*б*); *9* – скважины, стрелкой показана глубина появления и установившийся уровень подземных вод

ставлениями Н.Н. Романовского (1983) в качестве основных подтипов надмерзлотных вод должны рассматриваться воды сезонно-талого слоя (СТС) и воды несквозных таликов.

Воды сезонно-талого 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 райо-

нах распространения ММП. Время существования водоносного горизонта с севера на юг территории изменяется от 2–3 до 10–11 месяцев в году (Романовский, 1983).

Условия формирования вод СТС определяются условиями их залегания. Питание подземных вод (в летний период) происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации водяного пара. Разгрузка осуществляется в виде малодебитных 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 наблюдается практически повсеместно.

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 (значительно больше) мощности слоя сезонного промерзания (от поверхности Земли до кровли ММП). 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 понижениия поверхности ММП, формирование которых обычно связано с воздействием местных отепляющих факторов.

Межмерзлотные воды заключены в толще горных пород, постоянно имеющих отрицательную температуру, и представляют собой главным образом скопления ископаемого льда, которые встречаются в форме пластов, линз, жил, глыб и тому подобных образований. Частичный переход межмерзлотных вод в жидкое состояние может произойти лишь при общем потеплении, продолжающемся по крайней мере несколько лет. Основным источником питания этих вод являются надмерзлотные воды и восходящие потоки подмерзлотных. Межмерзлотные воды, питающиеся преимущественно водами деятельного слоя, обычно связаны с таликами *гидрогенного типа* (подрусловыми, подозерными, пойменными подтипами), с водами рек, озер, наледей.

Внутримерзлотными называются подземные воды, залегающие изолированно внутри толщи многолетних пород (участки слоев, линзы, локальные зоны трещиноватости и др.),

не имеющие гидравлической связи с другими категориями подземных вод.

Подмерзлотные воды залегают ниже толщи многолетнемерзлых пород и всегда находятся в жидком состоянии. Характер залегания, условия движения этих вод практически не отличаются от глубоких подземных вод в немерзлотных районах. Подмерзлотные воды существуют в виде грунтовых потоков, заполняют трещины, полости в горных породах. Сообщаются эти воды с поверхностными лишь через глубокие таликовые зоны, чаще всего расположенные под руслами крупных рек. В реки в основном и происходит их разгрузка. Иногда такие воды являются напорными и изливаются на поверхность в виде ключей и зимой образуют мощные наледи.

Сквозными называются талики и таликовые (талые) зоны, пронизывающие (прорывающие) всю толщу многолетнемерзлых пород от их кровли до подошвы (Романовский, 1983). Размеры таких таликов и талых зон, их конфигурация в плане и разрезе могут существенно различаться 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).

По температурному режиму подземные воды сквозных таликов подразделяются на *«теплые»* с температурами выше 0 °С и *«холодные» криогалинные*, сохраняющиеся в жидком состоянии (при $t < 0$ °С) в связи с их относительно высокой минерализацией.

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.

Вопросы для самоконтроля

1. Какие процессы происходят в зоне аэрации?
2. Какие бывают типы подземных вод зоны аэрации (охарактеризуйте условия их формирования)?
3. Каковы отличительные особенности и условия залегания грунтовых вод (межпластовых вод, глубинных вод)?

4. Какие геологические структуры необходимы для образования артезианских бассейнов?
5. В чем заключаются основные особенности гидрогеологических условий территорий с ММП?
6. Какими характеристиками обладают надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные и подмерзлотные подземные воды?

7. Формы питания и разгрузки подземных вод

7.1. Условия питания и распространения грунтовых вод

Питание грунтовых вод в основном осуществляется через зону аэрации за счет инфильтрации атмосферных осадков (дождевых, талых и паводковых вод) по всей площади их распространения и конденсирующейся влаги в зоне аэрации.

Инфильтрация. 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 также выражена расходом воды, поступившим за расчетный период времени на единицу поверхности грунтового водоносного горизонта, например модулем инфильтрационного питания (л/с · км^2).

Величина инфильтрации зависит от продолжительности и интенсивности выпадения осадков, а также литологического состава и водопроницаемости пород зоны аэрации, температурного режима и влажности пород зоны аэрации, видового состава растительности и других факторов. Интенсивность увлажнения поверхности Земли определяется: количеством воды, поступающим на нее в виде жидких атмосферных осадков, при таянии снега, сельскохозяйственных поливах; рельефом поверхности, условиями склонового стока и накопления влаги в понижениях рельефа; интенсивностью испарения влаги с поверхности Земли, которая зависит от температуры воздуха и поверхности почвы, ветрового режима и характера растительности. Наибольшее значение для питания грунтовых вод

имеют длительные обложные дожди, выпадающие при относительной влажности воздуха около 100%. Они обеспечивают максимальную инфильтрацию через зону аэрации.

Как правило, величина инфильтрационного питания не связана прямо с количеством (годовой суммой) 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: в летне-осенний период, в южных районах – в зимний, а также в период весеннего снеготаяния.

Конденсационное питание. Формирование конденсационного 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 водяного пара под действием градиента температур. Более интенсивно этот процесс протекает в условиях, когда строение и структура скважности обусловливают относительно свободное поступление в породы зоны аэрации влажного воздуха с поверхности Земли (поверхностные проявления карста, трещиноватости горных пород и др.). Данные экспериментальных оценок величины конденсационного питания грунтовых вод свидетельствуют о том, что при прочих равных условиях объем этого питания существенно зависит от гранулометрического состава пород зоны аэрации (В.В. Климочкин и др.). Наименьшая интенсивность конденсационного питания 50–80 $см^3/м^3 \cdot$ сут фиксируется в суглинистых породах и супесях (пески, галечники, щебень – до 180–250 $см^3/м^3 \cdot$ сут), вероятно, также в связи с тем, что в этих породах конденсирующаяся 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 от 5,0 до 80 мм/год (0,15–2,5 л/с · км^2). По оценкам В.В. Климочкина (1975), конденсационное питание может составлять в среднем до 30% от общего годового питания грунтовых вод. Для гумидных территорий это значение, вероятно, завышено. С другой стороны, в условиях пустынных районов (данные, полученные по Каракумам) относительно невысокие значения конденсации, составляющие 10,0–20,0 мм/год, в отдельные годы могут быть практически единственным видом питания грунтовых вод.

Поглощение поверхностных вод. Поглощение поверхностных вод формируется на участках, где уровень воды в поверхностных водоемах (болота, озера, водохранилища) и водотоках (реки, ручьи, каналы и др.) 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 обусловливает наличие градиента напора, определяющего возможность нисходящей фильтрации через ложе водоема (русло реки и др.) в залегающий ниже грунтовой водоносный горизонт. Скорость фильтрации и расходы потока на единицу поглощающей поверхности (м^2, км^2) определяются прежде всего фильтрационными свойствами ($K_ф$) 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:

- с отсутствием гидравлической связи поверхностных и подземных вод;
- с наличием гидравлической связи при постоянном положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта;
- с наличием гидравлической связи при периодическом положении поверхностных вод выше уровня грунтового водоносного горизонта (рис. 13).

Поглощение поверхностных вод в отсутствие гидравлической связи формируется главным образом на участках с глубо-

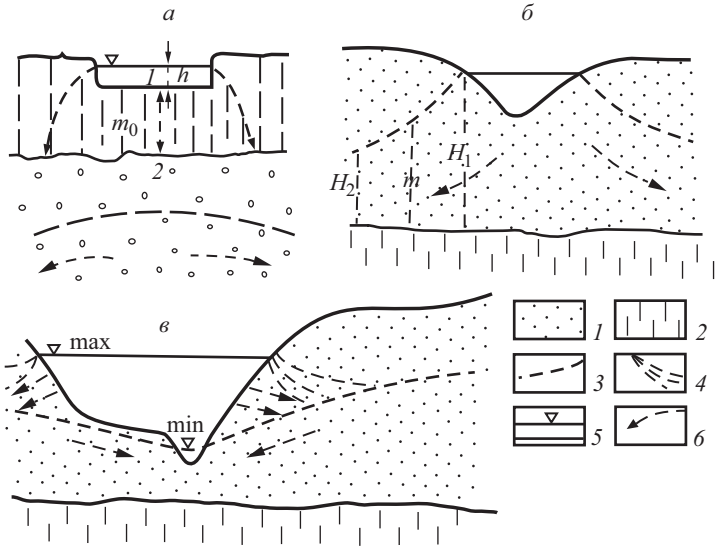


Рис. 13. Схемы формирования питания грунтового водоносного горизонта за счет поглощения поверхностных вод:

а – свободной фильтрации; *б* – подпорной фильтрации; *в* – периодического питания при подъемах уровня поверхностных вод; *1* – проницаемые (водоносные) породы; *2* – слабопроницаемые породы; *3* – уровень грунтовых вод; *4* – положение уровня грунтовых вод на различные периоды времени при «мгновенном» подъеме уровня поверхностных вод; *5* – уровень поверхностных вод; *6* – направления движения грунтовых вод

ким залеганием уровня грунтовых вод при двухслойном строении разреза с относительно меньшей проницаемостью пород верхнего слоя (рис. 13, *а*). Подобное строение разреза зоны аэрации встречается достаточно часто при залегании глинистых аллювиальных отложений (пойменная фация аллювия), ледниковых валунных суглинков, пролювиально-аллювиальных, покровных и других отложений на высокопроницаемых крупнообломочных, интенсивно-трещиноватых и закарстованных породах.

В условиях двухслойного строения разреза зона насыщения под руслом (дном водоема) формируется только в породах слабопроницаемого слоя. Ниже его подошвы 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 поверх-

ностных 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 ($м^2$, $км^2$) в основном определяются значением проницаемости $K_ф$ верхнего слоя. Однако в этом случае фильтрация воды на участке *1–2* осуществляется с большими значениями напорного градиента (рис. 13, *а*).

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.

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. 13, *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 $м^3/сут \cdot м$, $м^3/сут \cdot км$) в этом случае определяются главным образом проводимостью пласта (Km) и разностью напоров ($H_1 - H_2$) в прирусловой части потока, 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 эта схема 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.). При спаде уровней поверхностных вод и при его низких положениях осуществляется разгрузка грунтовых вод в русло реки (рис. 13, *в*). 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 и подъема уровня грунтовых вод.

Размеры зоны периодического насыщения и положение ее верхней границы (уровня грунтовых вод) существенно изменя-

ются 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 (рис. 13, *в*), при котором восстанавливается их разгрузка в реку или водохранилище.

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. 14).

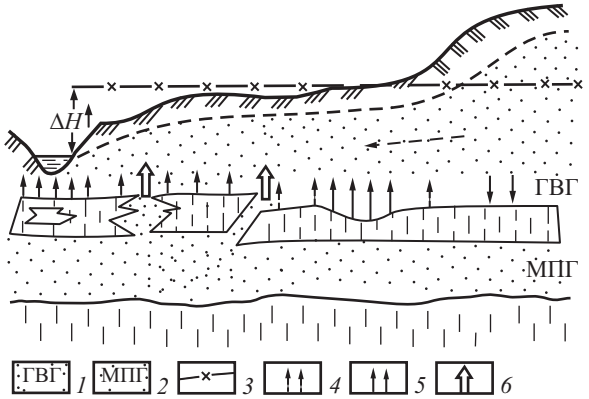


Рис. 14. Схема формирования питания грунтовых вод за счет фильтрации из нижележащего водоносного горизонта:

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. на рис. 13*)

Подобное соотношение уровней характерно главным образом для относительно пониженных участков территории (днища речных долин, глубокие бессточные впадины, озерные котловины, заболоченные низменности и др.). На таких участках низкое положение уровня грунтовых вод определяется наличием близко расположенных зон их интенсивной разгрузки. Со-

отношение уровней грунтовых и более глубоких подземных вод обусловливает в этом случае наличие соответствующей разности напоров ΔH и межпластового напорного градиента J_0, определяющего возможность субвертикальной восходящей фильтрации из нижележащего водоносного горизонта. При постоянном (в пределах участка) значении разности напоров ΔH характер и величины восходящей фильтрации в грунтовой водоносный горизонт в решающей степени определяются фильтрационными свойствами K_0 и мощностью m_0 разделяющего слабопроницаемого слоя. В области сплошного распространения пород слабопроницаемого слоя условия восходящей фильтрации наиболее затрудненные и, следовательно, величины питания грунтового водоносного горизонта наименьшие (на единицу площади). Подобная затрудненная субвертикальная фильтрация через выдержанные слабопроницаемые слои обычно называется *перетеканием* (межпластовое перетекание).

На участках, где породы слабопроницаемого слоя характеризуются более высокими значениями проницаемости (изменение гранулометрического состава, зоны с интенсивной трещиноватостью и др.) или уменьшением его мощности (древние эрозионные размывы и др.), условия взаимодействия смежных горизонтов более благоприятны и величины питания грунтовых вод относительно больше (***локальное интенсивное перетекание***). Наиболее благоприятные условия взаимодействия смежных горизонтов и в общем случае наибольшие величины питания 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. (рис. 14), условно называются ***гидрогеологическими «окнами»***, по которым осуществляется открытая гидравлическая связь двух смежных водоносных горизонтов.

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, сельскохозяйственная мелиорация, гидротехническое строительство и другие виды хозяйственной деятельности человека приводят к тем или иным изменениям условий естественного питания грунтовых вод на обширных территориях. На изменение условий пи-

тания грунтовых вод особенно сильно влияют те 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 развитых в хозяйственном отношении странах 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 питание» и «искусственное питание» грунтовых вод. Рассматривая различные виды и степень изменения естественных условий формирования питания грунтовых вод, правильнее 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. Основные мероприятия этого типа – создание инфильтрационных бассейнов, поглощающих колодцев, нагнетательных скважин и др.

7.2. Разгрузка грунтовых вод

Разгрузка грунтовых вод осуществляется посредством родников, фильтрацией в русла рек или дно водоемов при наличии гидравлической связи с поверхностными водами, путем испарения, перетеканием в нижележащие водоносные горизонты, искусственным путем.

Родниками **(*источниками*)** называются естественные выходы подземных вод (в том числе грунтовых) на поверхность Земли. Образование источника определяется главным образом двумя причинами: эрозионной расчлененностью рельефа, обусловливающей вскрытие водоносного горизонта эрозионными врезами (понижениями в рельефе), и фильтрационной неоднородностью водовмещающих пород, обусловливающей неравномерную обводненность разреза, наличие высокопроницаемых участков, зон интенсивной трещиноватости и закарстованности, наличие слабопроницаемых экранов и др.

Собственно родниками (крыница, булак) называются, как правило, концентрированные одиночные выходы подземных вод, однако такая разгрузка происходит также в виде *высачиваний* (малодебитные рассредоточенные выходы), *линейных* или *пластовых* выходов, с определенной протяженностью, *групповых* выходов (несколько близко расположенных источников) и др.

В гидрогеологической литературе рассматривается ряд классификаций источников (по типам подземных вод, типу водовмещающих пород, характеру выхода на поверхность, дебитам источников, температуре и др.), разработанных М.Е. Альтовским, О.К. Ланге, Н.А. Мариновым, А.М. Овчинниковым, Ф.П. Саваренским, Н.И. Толстихиным и др.

Источники подразделяются следующим образом.

1. По гидродинамическим признакам: восходящие, нисходящие.

2. По характеру и условиям выхода собственно грунтовых вод на поверхность: контактовые, эрозионные, экранированные, субфлювиальные и субаквальные (рис. 15).

Контактовые выходы грунтовых вод (родники) образуются в том случае, когда эрозионные врезы вскрывают контакт водоносных пород (грунтового горизонта) с подстилающими слабопроницаемыми породами (рис. 15, *а*). Разгрузка грунтовых вод контактового типа нередко проявляется в виде рассре-

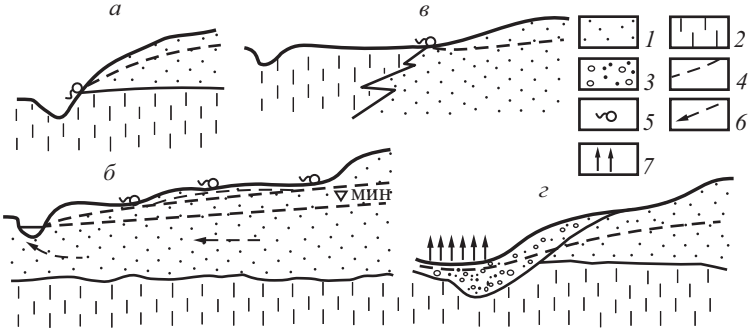


Рис. 15. Основные схемы формирования естественных выходов (источников) грунтовых вод:

а – контактовый; *б* – депрессионный; *в* – экранированный; *г* – субфлювиальный; *1* – проницаемые (водоносные) породы; *2* – слабопроницаемые породы; *3* – рыхлые склоновые образования; *4* – уровень грунтовых вод; *5* – родник; *6* – направление движения грунтовых вод; *7* – разгрузка грунтовых вод испарением

доточенного высачивания, пластовых или групповых выходов маркирующих границу распространения водоносных пород (контакт со слабопроницаемыми породами) на определенном протяжении. При вскрытии эрозионным врезом переслаивания 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 нисходящие. Как правило, они дают весьма достоверную информацию о границах распространения водоносного горизонта, его водообильности, минерализации и температуре подземных вод и др.

Эрозионные (*депрессионные*) *источники* образуются, когда эрозионные врезы вскрывают уровень грунтовых вод, не прорезая весь водоносный горизонт до подстилающего водоупора (рис. 15, *б*). Формирование подобных выходов 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. В общем случае депрессионные выходы грунтовых вод дренируют только верхнюю часть водоносного горизонта, а основная разгрузка осуществляется ниже по потоку в более глубоких эрозионных врезах.

Экранированные выходы (*источники*) грунтовых вод формируются в условиях, когда поток грунтовых вод (по направлению движения) достигает границы распространения слабопроницаемых пород (экрана). Подобные условия разгрузки характерны для оползневых склонов, а также для участков фациального или тектонического экранирования водоносных пород (рис. 15, *в*). Наличие слабопроницаемого экрана приводит к местному подъему уровня грунтовых вод и к формированию на более высоких отметках в определенной мере «восходящей» (подпертой) разгрузки грунтовых вод.

Субфлювиальными А.М. Овчинников назвал выходы грунтовых вод, перекрытые рыхлыми склоновыми отложениями, которые образуются главным образом при контактовых формах разгрузки (рис. 15, *г*). Наличие рыхлых склоновых образований приводит к тому, что грунтовые воды, разгружающиеся

на контакте водоносных и слабопроницаемых пород, не образуют отдельного выхода (родника), а фильтруются в рыхлые отложения, разгружаясь в виде источников (высачиваний) на более низких отметках или путем испарения и транспирации.

Субаквальными родниками называются сосредоточенные выходы подземных вод (групповые выходы, пластовая разгрузка и др.), формирующиеся в руслах рек или на дне водоемов ниже уровня поверхностных вод.

3. По дебиту (в $м^3$/сут): больше 10; 1–10; 0,1–1; 0,01– 0,1; 0,001–0,01; 0,0001–0,001; 0,00001– 0,0001; меньше 0,00001.

Дебиты источников, или расходы воды (л/с, $м^3$/с и т.д.), изменяются в широких пределах 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 дебита подразделяются на малодебитные (менее 1 л/с), среднедебитные (1–10 л/с) и высокодебитные (более 10 л/с).

Наиболее крупные источники и групповые выходы с дебитом до 1,0–10 $м^3$/с и более связаны, как правило, с интенсивно закарстованными породами (воклюзами; от названия источника Воклюз на юге Франции), зонами интенсивной тектонической трещиноватости скальных пород, молодыми эффузивными породами и крупнообломочными осадочными отложениями.

4. По постоянству существования: постоянные, периодические, перемежающиеся, сезонные, временные, интермиттирующиеся (*интермиттенция* – ритмические колебания дебита горячих, а иногда холодных, обычно газирующих минеральных источников), ритмические, голодные и др.

5. По химизму воды: пресные, минеральные.

6. По температуре: кипящие, гипертермальные, термальные, субтермальные, или теплые, холодные, очень холодные, ледяные, отрицательнотемпературные.

Разгрузка грунтовых вод ***фильтрацией при наличии гидравлической связи с поверхностными водами*** осуществляется непосредственно в русла рек и водоемы ниже уровня поверхности вод (см. рис. 15). 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 (родников). В большинстве случаев при наличии гидрав-

лической связи грунтовых и поверхностных вод формируется двусторонний приток к дрене 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 может залегать ниже уровня поверхностных вод, что обеспечивает также возможность питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностных.

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); испарением в породы зоны аэрации при глубоком залегании уровня грунтовых вод (внутригрунтовое испарение); поглощение воды корневой системой растений в случае, если она достигает уровня грунтовых вод или поверхности капиллярной каймы (транспирация).

Исходя из этого очевидно, что суммарная величина разгрузки грунтовых вод испарением определяется не только величинами радиационного баланса (температура воздуха и почвенного слоя, характер ее внутригодового, сезонного, суточного изменения и др.), но и глубиной залегания уровня грунтовых вод, строением и составом пород зоны аэрации, определяющими высоту капиллярного поднятия, наличием и видом растительности.

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, обусловливающего возможность формирования субвертикальной *нисходящей* фильтрации грунтовых вод в нижележащие водоносные горизонты.

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.), оборудованные специально для снижения уровня грунтовых вод, и водозаборные сооружения (колодцы, скважины, галереи), с помощью которых осуществляется эксплуатация (водоотбор) грунтовых вод.

Распределение напоров в грунтовом водоносном горизонте, определяющее закономерности и направления движения грунтовых вод, формируется в связи с распределением величин их питания и разгрузки. Поскольку питание грунтовых вод принципиально возможно в пределах всей площади распространения грунтового водоносного горизонта, а основная разгрузка (дренирование) 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, 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.

При наличии на площади распространения водоносного горизонта системы точек с известной абсолютной отметкой поверхности грунтовых вод эти точки (или промежуточные, полученные путем интерполяции) могут быть соединены плавными кривыми линиями, называемыми гидроизогипсами.

Гидроизогипсы – линии, соединяющие точки с одинаковой абсолютной отметкой поверхности (уровня) грунтовых вод, являются линиями равного напора. Система этих линий, построенная для любого участка территории, характеризует положение (абсолютные отметки) реально существующей поверхности грунтового водоносного горизонта, а также распре-

деление 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 м е с т н ы х потоков грунтовых вод, гидродинамические границы которых определяются современным рельефом территории (водоразделы) и конфигурацией гидрографической сети (дрены).

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 всегда условно. Во-первых, границы литогенетических комплексов, геоморфологических элементов и т.п. 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, предгорного склона и др.) в большинстве случаев также существует система местных гидродинамических обособленных потоков грунтовых вод, границы которых определяются современным рельефом и конфигурацией гидрографической сети.

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы основные источники питания грунтовых вод?
2. Что представляют собой основные схемы взаимодействия грунтовых и поверхностных вод?
3. При каких условиях осуществляется разгрузка подземных вод?
4. Какие бывают источники по характеру и условиям выхода на поверхность?

8. Основы динамики подземных вод

Динамика подземных вод – учение о движении воды в горных породах земной коры, совершающемся под влиянием как природных, так и искусственных факторов. В сферу изучения входит движение вод не только в водоносных, насыщенных водой породах, но и различные виды передвижения воды в ненасыщенных пористых образованиях.

Динамика подземных вод тесно связана со смежными науками естествознания – геологией, метеорологией, гидрологией, геоморфологией, гидрохимией, так как природные факторы и процессы, изучаемые этими науками, оказывают большое влияние на движение подземных вод.

Основными геологическими факторами, влияющими на движение подземных вод, являются условия залегания водоносных пород, их литологический состав и мощность. В неглубоко залегающих водоносных слоях, например в аллювиальных отложениях рек, подземные воды имеют свободную поверхность (так называемые безнапорные подземные воды). Однако если среди водопроницаемых пород имеются отдельные линзы или прослойки водоупорных пород, то на этих участках возникает напор над кровлей водоносного горизонта. Особенно характерно напорное движение для артезианских вод, приуроченных к определенным геологическим структурам.

Литологический состав пород влияет на их водопроницаемость и тем самым на скорость движения подземных вод (чем больше водопроницаемость, тем больше и скорость). Изменение мощности водоносного пласта влияет также на скорость фильтрации: если мощность пласта уменьшается, то при прочих равных условиях скорость движения подземных вод возрастает, и наоборот. Большое влияние на движение подземных вод оказывает и температура.

Соотношение между атмосферными осадками и испарением таково: в областях избыточного увлажнения величина атмосферных осадков превышает величину испаряемости, поэтому происходит систематическое пополнение запасов подземных вод за счет инфильтрации. В областях недостаточного увлажнения испаряемость превосходит величину атмосферных осадков, поэтому происходит постоянный отток подземных вод к поверхности, который лишь временами (после снеготаяния или обильных осадков) сменяется инфильтрацией.

Из гидрологических факторов большое значение имеет характер взаимосвязи водоносных пластов с поверхностными водами рек, озер, морей, которые могут дренировать подземные воды или участвовать в их питании. Например, реки в межень дренируют подземные воды, а в паводок временно питают их. Моря во время прилива вызывают подпор подземных вод, а во время отлива дренируют их. В связи с этим подземные воды речных или морских побережий периодически изменяют направление и скорость своего движения.

Из геоморфологических факторов на движение подземных вод особо значительное влияние оказывает степень расчлененности территории: в равнинных областях, слабо изрезанных гидрографической сетью, движение подземных вод более замедленно, чем в горных областях.

При движении подземных вод имеет место тесное взаимодействие между водой и горными породами. В результате этого взаимодействия подземная вода приобретает ту или иную минерализацию, оказывающую влияние на движение подземной воды вследствие изменения удельного веса воды и ее вязкости; порода при этом также приобретает иное сложение, иные структурные связи и иную водопроводимость.

Динамика подземных вод тесно связана с науками физико-математического цикла (гидравликой, гидромеханикой), пользуясь методами которых можно количественно оценивать скорость фильтрации, расход потока, изменения уровней и напоров подземных вод.

Таким образом, динамика подземных вод представляет собой комплексную науку, на основе которой проводится решение различных гидрогеологических задач в области водоснабжения, орошения, осушения, гидротехнического строительства, горного дела, эксплуатации нефтяных месторождений и др.

8.1. Движение подземных вод

Движение подземных вод происходит под действием силы тяжести, градиентов гидростатического давления и капиллярных сил. Движение подземных вод в зонах аэрации и насыщения существенно различается.

Движение вод может быть ламинарным или турбулентным. При *ламинарном движении* струйки воды движутся без завих-

рения, параллельно друг другу, с небольшими скоростями, поэтому иногда ламинарное движение называют параллельно-струйчатым. Движение подземных вод в подавляющем большинстве случаев является ламинарным.

Турбулентное движение характеризуется большими скоростями, вихреобразностью, пульсацией и перемешиванием отдельных струй воды. Оно имеет место только в очень крупных порах или в широких трещинах горных пород при значительных градиентах (например, вблизи скважин, из которых производится интенсивная откачка воды).

В ***зоне аэрации*** происходит проникновение атмосферных осадков и поверхностных вод в грунт, называемое *просачиванием* (*инфильтрацией*). Различают свободное просачивание и нормальную инфильтрацию. В первом случае движение воды в грунте вертикально вниз происходит под действием силы тяжести и капиллярных сил в виде изолированных струек по капиллярным порам и отдельным канальцам; при этом пористое пространство грунта остается не насыщенным водой и в нем сохраняется движение атмосферного воздуха, что исключает влияние гидростатического давления на движение воды. Во втором случае движение воды происходит сплошным потоком под действием силы тяжести, градиентов гидростатического давления и капиллярных сил; поры заполнены водой полностью.

Инфильтрационная вода может либо достичь уровня грунтовых вод и вызвать его повышение, либо остаться в зоне аэрации в виде капиллярно-подвешенной воды.

В ***зоне насыщения*** под действием силы тяжести и гидростатического давления свободная (гравитационная) вода по порам и трещинам грунта перемещается в сторону уклона поверхности водоносного горизонта (уровня грунтовых вод) или в сторону уменьшения напора. Это движение называется *фильтрацией.*

Согласно энциклопедическому определению, фильтрация – это 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. 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 парообраз-

ной воды, движение воды под действием сил поверхностного натяжения, диффузия и др.). 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 тесно связана с другими видами движения воды, существующими в подземной гидросфере планеты. В соответствии с этим в последнее время широко используется термин «геофильтрация» (В.М. Шестаков) (фильтрация в геологической среде), который объединяет все виды движения воды в горных породах.

Если рассматривать движение подземных вод через поперечное сечение любого элемента подземной гидросферы, то в реальных условиях движение свободной (гравитационной) воды происходит по системе взаимосвязанных пустот в минеральном скелете горной породы за вычетом части сечения этих пустот, занятых связанной водой, защемленным воздухом, газом и др. Относительный объем такого свободного (фильтрующего) пространства или часть поперечного сечения элемента (при однородной геометрии свободного пространства) определяются значением коэффициента активной скважности горной породы $n_а$ (см. § 3.1). Для упрощения расчетов условно принимается, что движение воды происходит через все поперечное сечение элемента, площадь F (см^2, м^2 и т.д.) которого определяется в этом случае из соотношения

$$F = Bm, \tag{8.1}$$

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

Реальная площадь F' поперечного сечения потока составляет только часть общего сечения и определяется с учетом величины активной скважности $n_а$:

$$F' = n_а F = n_а Bm. \tag{8.2}$$

Тем самым *реальный* естественный поток гравитационных подземных вод, фильтрующийся по системе пор или трещин, заменяется *условным* потоком, который называется *фильтрационным потоком* подземных вод.

Расходом фильтрационного потока Q называется количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока (см^3/с, л/с, м^3/сут и т.д.). Поскольку оценка рас-

хода 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 1 м ($см^3/с$, л/с, $м^3$/сут и т.д.).

Скорость фильтрации (*скорость фильтрационного потока*) $v_ф$ (см/с, м/сут и т.д.) – количество воды, которое проходит в единицу времени через единицу поперечного сечения потока (пласта):

$$v_ф = Q/F, \tag{8.3}$$

где Q – расход фильтрационного потока, $см^3/с$, $м^3$/сут; F – площадь поперечного сечения, $см^2$, $м^2$.

Поскольку в пористой среде площадь поперечного сечения больше суммарной площади пор, скорость фильтрации всегда меньше действительной скорости движения воды v в порах грунта. Чем больше пористость, тем меньше различие в v и $v_ф$:

$$v = v_ф / p', \tag{8.4}$$

где p' – коэффициент пористости, выраженный в долях единицы, $p' = p/100$.

Движение свободной (гравитационной) воды как при нормальной инфильтрации в зоне аэрации, так и при фильтрации в зоне насыщения имеет в мелкопористых грунтах *ламинарный режим* и подчиняется зависимости, которую применительно к движению подземных вод записывают в виде *закона фильтрации Дарси*

$$v_ф = K_ф I, \tag{8.5}$$

где $v_ф$ – скорость фильтрации; $K_ф$ – коэффициент фильтрации; I – гидравлический уклон, равный либо уклону поверхности уровня грунтовых безнапорных вод (этот уклон пропорционален продольной составляющей силы тяжести), либо градиенту пьезометрического напора (пропорционального градиенту гидростатического давления) у напорных артезианских вод.

Коэффициент фильтрации характеризует водопроницаемость грунтов. Он зависит от количества и размера пор и от свойств фильтрующейся жидкости. Коэффициент фильтрации, как это следует из формулы Дарси (8.5), численно равен скорости фильтрации при гидравлическом уклоне, равном 1.

Коэффициент фильтрации выражают в единицах скорости: м/сут, м/ч, м/с, см/с, мм/мин и т.д. Это – очень важная характеристика, используемая при изучении движения подземных вод. Коэффициент фильтрации отражает водопроницаемые свойства грунта (см. § 3.2). Ориентировочные значения коэффициента фильтрации для некоторых грунтов приведены в табл. 6. При сравнении коэффициентов фильтрации и пористости грунтов обращает на себя внимание факт резкого уменьшения коэффициентов фильтрации у суглинков и глин, несмотря на их повышенную пористость. Объясняется это тем, что мелкие поры этих грунтов заполнены пленочной и капиллярной водой, препятствующей движению свободной (гравитационной) воды. Коэффициент фильтрации обычно определяют экспериментальным путем.

Основными гидродинамическими элементами фильтрационного потока являются пьезометрический напор и напорный градиент.

Пьезометрический напор. Понятие о напоре воды введено в науку русским ученым Д. Бернулли. По его определению, величина напора H выражается следующим уравнением:

$$H = \frac{P}{\gamma} + z + \frac{v^2}{2g}, \tag{8.6}$$

где P – гидростатическое давление в исследуемой точке потока воды; γ – объемный вес воды; z – высота исследуемой точки потока над выбранной плоскостью сравнения напоров; $\frac{v^2}{2g}$ – скоростной напор.

Величина $\frac{v^2}{2g}$ в потоке подземных вод весьма мала, ею обычно пренебрегают, и напор подземных вод определяют по уравнению

$$H = \frac{P}{\gamma} + z. \tag{8.7}$$

Величина $H = \frac{P}{\gamma} + z$ известна под названием ***пьезометрический напор*** и является мерой энергии потока движущейся жидкости, а отношение $h = \frac{P}{\gamma}$ есть *пьезометрическая высота*, характеризующая «энергию давления».

Пьезометрическая высота h – это высота, на которую должна подниматься вода над данной точкой потока под влиянием

гидростатического давления P в этой точке. В случае грунтового потока пьезометрическая высота равна глубине погружения данной точки от зеркала грунтовых вод, а в случае напорных вод – глубине погружения точки от пьезометрической поверхности этих вод (рис. 16).

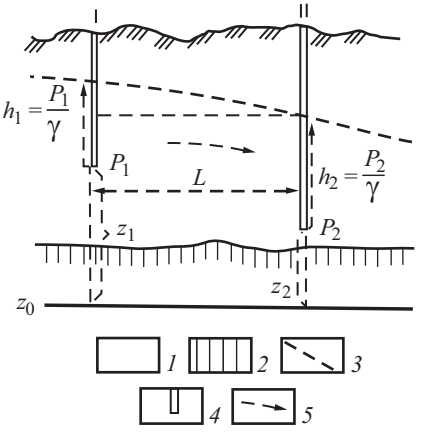


Рис. 16. Схема потока подземных вод со свободной поверхностью:

1 – породы водоносного горизонта и зоны аэрации; *2* – слабопроницаемые породы; *3* – свободный уровень подземных вод; *4* – пьезометры (скважины); *5* – направление движения потока подземных вод

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) от 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

$$H = h + z. \tag{8.8}$$

При определении напора H подземных вод в качестве плоскости сравнения может быть выбрана поверхность подстилающего водоупора (в случае ее горизонтального положения) или любая горизонтальная поверхность. При положении плоскости сравнения на поверхности водоупора 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 (рис. 16) 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, в связи с чем пьезометрический напор уменьшается (на величину ΔH) по направлению движения потока подземных вод. Таким образом, можно считать, что во всех случаях движение подземных вод происходит от области (участка, точки и др.) с большим напором к области с меньшим напором (рис. 16).

Напорный градиент. *Потеря напора* подземных вод (ΔH, м) на участке между рассматриваемыми сечениями потока (см. рис. 16), отнесенная к расстоянию между сечениями (L — длина пути фильтрации, м), называется ***градиентом пьезометрического напора* (*напорным градиентом*)** и определяется из выражения

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} = \lim\left[\frac{\Delta H}{\Delta x}\right] = -dh / dx \quad \text{при } x = L \to 0. \qquad (8.9)$$

Таким образом, значение напорного градиента I характеризует *потерю пьезометрического напора на единицу длины пути фильтрации.* Знак «–» в выражении (8.9) указывает, что величина напора уменьшается по направлению движения подземных вод (с увеличением x).

8.2. Линейный закон фильтрации Дарси

Основной закон фильтрации экспериментально установлен французским гидравликом Анри Дарси в 1856 г. на основании опытов по исследованию движения воды через трубки, заполненные песком (рис. 17).

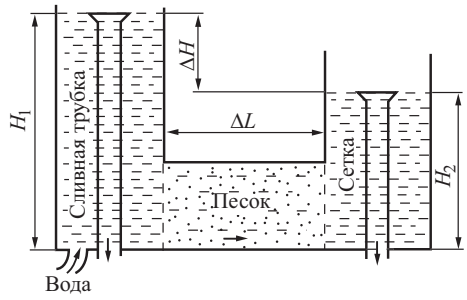


Рис. 17. Схема опыта Дарси

По результатам этих опытов А. Дарси сформулировал вывод (закон) о том, что количество воды *(Q)*, проходящее через трубку, заполненную дисперсным материалом, прямо пропорционально разности уровней (ΔH) в крайних сечениях трубки, прямо пропорционально площади поперечного сечения трубки (F), обратно пропорционально длине трубки (L – длина пути фильтрации) и прямо пропорционально постоянному для данного материала коэффициенту (K), характеризующему проницаемость материала, заполняющего трубку. Таким образом, в общем виде закон Дарси (основной закон фильтрации) может быть выражен формулой

$$Q = KF\frac{H_1 - H_2}{L} = KF\frac{\Delta H}{L} = KFI\ , \qquad (8.10)$$

где Q – расход воды (потока), см^3/с; K – коэффициент пропорциональности, см/с; F — площадь поперечного сечения трубы, см^2; H_1 и H_2 – значения пьезометрического напора в крайних сечениях, см; L – длина трубки (пути фильтрации), см; I – значение напорного градиента.

При оценке значения расхода воды через единичное поперечное сечение потока

$$q = K \cdot 1m\frac{H_1 - H_2}{L} = Kf\frac{H_1 - H_2}{L} = Kf\frac{\Delta H}{L} = KmI\ , \qquad (8.11)$$

где q – удельный или единичный расход потока, см^3/с, м^3/сут; m – мощность потока, см, м; $1m = f$ – площадь поперечного сечения потока при единичной ширине, см^2, м^2.

При делении обеих частей уравнения (8.10) на площадь поперечного сечения потока (F) получаем

$$\frac{Q}{F} = v = K\frac{\Delta H}{L} = KI\,, \qquad (8.12)$$

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

Уравнения (8.10), (8.11), (8.12) являются различными формами выражения основного закона фильтрации, записанного соответственно относительно расхода потока Q, единичного расхода q и скорости фильтрации v, и показывают линейную зависимость скорости фильтрации от напорного градиента, и поэтому закон Дарси называют линейным законом фильтрации. При линейном законе фильтрации скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента или уклона потока.

Коэффициент пропорциональности (K), характеризующий проницаемость материала, заполняющего трубку, был назван Дарси коэффициентом фильтрации (водопроницаемости). Из выражения (8.12) следует, что коэффициент водопроницаемости (коэффициент фильтрации) в законе Дарси имеет размерность скорости (м/сут, см/с и т.д.) и численно равен скорости фильтрации при единичном ($I = 1$) напорном градиенте.

Член уравнения (8.11), являющийся произведением мощности потока m (площади его поперечного сечения f при ширине потока, равной 1) на значение водопроницаемости K, называется *проводимостью* (*водопроводимостью, коэффициентом водопроводимости*) потока или пласта, которая численно равна удельному расходу потока q при единичном ($I = 1$) напорном градиенте:

$$T = Km = q\,, \qquad (8.13)$$

где T – проводимость пласта, м^2/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* (Re). При числе Рейнольдса выше критического возможен переход в турбулентное движение (ламинарный режим движения воды в трубках происходит при Re < 2300, а турбулентный – при Re > 2300). При движении жидкости в пористой среде число Рейнольдса определяется (Р. де Уист) из выражения

$$\mathrm{Re} = \frac{v d_{10}}{\upsilon}, \qquad (8.14)$$

где v – скорость фильтрации; d_{10} – эффективный диаметр; $\upsilon = \frac{\mu}{\rho}$ – коэффициент кинематической вязкости жидкости (μ – вязкость воды, ρ – плотность воды).

Тем самым значение числа Рейнольдса зависит от скорости фильтрации и диаметра частиц минерального скелета породы, определяющего размеры пустот и, следовательно, проницаемость горной породы (для песков средней крупности Re = 50–60).

По данным, приводимым Р. де Уистом, значение Re, 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 крупнообломочных, сильно трещиноватых или закарстованных породах скорости движения подземных вод могут быть значительными, и режим потока в этих случаях становится турбулентным. Тогда вместо формулы Дарси (8.5) используется нелинейный закон, установленный А.А. Краснопольским:

$$\nu_{ф} = K'_{ф}\sqrt{I}, \qquad (8.15)$$

где $K'_{ф}$ – коэффициент турбулентной фильтрации, который определяют опытным путем.

Линейный закон фильтрации Дарси может быть нарушен и по другой причине. Как указывает В.А. Всеволожский (1991), это может произойти при небольших скоростях фильтрации в тонкодисперсных породах и связано с проявлением сил молекулярного взаимодействия частиц воды и породы при вязкопластичном характере движения воды.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем заключается отличие движения воды в зонах аэрации и насыщения?
2. В чем суть понятий «фильтрация подземных вод», «расход потока», «единичный расход потока», «скорость фильтрации», «действительная скорость движения подземных вод»?
3. Что такое напор и напорный градиент, пьезометрическая высота (h) и расстояние до плоскости сравнения (z)?
4. В каких формах можно выразить основной закон фильтрации для расхода потока, единичного расхода потока и скорости фильтрации?
5. Каковы границы применимости закона Дарси?

9. Гидрогеохимия

Гидрогеохимия – наука о взаимодействии воды с горными породами, газами и органическим веществом, его природе, эволюции, внутренних и внешних источниках, формировании состава подземной гидросферы и ее геохимической роли в геологической истории Земли.

Гидрогеохимия возникла на стыке геохимии, гидрохимии и гидрогеологии, и ее истоки через химию и геологию уходят в глубокую древность, к работам Аристотеля и Плиния Старшего, которые уже тогда пытались разгадать причины разнообразия природных вод. Отдельные важные положения, которые в будущем легли в основу гидрогеохимии, можно найти в работах А. Аль-Бируни, Г. Агриколы, Р. Бойля, М.В. Ломоносова, А. Да Лавуазье, Ж. Ламарка, В.М. Севергина, Ж. Эли де Бомона, Э. Зюсса, Д.И. Менделеева, Ф. Кларка. Однако наибольший вклад в становление гидрогеохимии внес В.И. Вернадский. В его работе «История природных вод» (1933–1936) обобщен с геохимических позиций накопленный к тому времени гидрогеохимический материал, заложивший основы гидрогеохимии, доказано совершенно особое положение природных вод в геологической истории Земли, возникновении и развитии жизни.

Гидрогеохимия как ветвь гидрогеологии включает следующие разделы:

- общую гидрогеохимию (особенности состава и строения подземных вод, миграция химических элементов в подземных водах);

● генетическую гидрогеохимию (формирование состава различных генетических разновидностей подземных вод);

● историческую гидрогеохимию (эволюция водной миграции элементов и роли воды в геологической истории, палеогидрогеохимия);

● региональную гидрогеохимию (пространственные закономерности водной миграции элементов и формирование состава подземной гидросферы, гидрогеохимическая зональность);

● прикладную гидрогеохимию (поиски и разработка методом выщелачивания месторождений полезных ископаемых, охрана подземной гидросферы, промышленные воды, мелиорация и т.д.);

● экологическую гидрогеохимию и охрану подземной гидросферы.

9.1. Физические свойства и химический состав подземных вод

9.1.1. 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 существующим государственным стандартам является обязательной.

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 пользуются показателем прозрачности, величина которого обратна показателю 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 фотометрическим 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 мг/дм^3. Для визуального определения степени мутности или прозрачности воды употребляют такие характеристики, как *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 размерами 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° и более.

Запах и вкус. Запах и 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 определяют 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 по-

нятия, например металлический, содовый и др. Вкусовые качества воды, важные для ее использования в питьевых целях, определяются предельно допустимыми концентрациями некоторых элементов, нормируемыми 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 его концентрации менее 1 мг/дм^3. Гидрокарбонаты кальция и магния, а также свободная углекислота придают воде приятный свежий привкус.

Температура. Температура подземных вод является одним из важнейших показателей генезиса и глубины их циркуляции. Диапазон изменения известных температур природных вод на Земле составляет около 400° С: от –5° С и ниже в районах развития многолетнемерзлых пород до 100° и более в гейзерах вулканических областей и до 350–370 °С в глубинных субаквальных источниках океанических впадин, в так называемых сульфидных черных курильщиках, и на глубинах 1500 м и более в районах современной вулканической деятельности. Температура грунтовых вод в гумидной зоне обычно составляет 3–10 °С, в аридной зоне – до 12° С и более. Артезианские воды могут достигать температуры 90–100 °С и более. Из множества классификаций подземных вод по температуре (О.А. Алекин, Б.Ф. Маврицкий, Ф.А. Макаренко, А.М. Овчинников, Н.И. Толстихин и др.) приведем классификацию А.В. Щербакова (табл. 9).

Таблица 9

Классификация подземных вод по температуре (Щербаков, 1979)

Балл	Температурные типы вод	Степень нагретости	Шкала температур, °С	Физические и биохимические критерии температурных границ
1	2	3	4	5
1	Переохлажденные	Исключительно холодные	Ниже 0	Переход в твердое состояние

Окончание табл. 9

1	2	3	4	5
2	Холодные	Весьма холодные	0–4	3,98 °С – температура максимальной плотности воды
3	То же	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	То же	Весьма горячие	50–100	Переход в парообразное состояние
7	Перегретые	Умеренно перегретые	100–200	Термометаморфизм (гидролиз карбонатов с выделением CO_2, генерация абиогенного H_2S и др.)
8	То же	Весьма перегретые	200–375	Процессы углефикации органического вещества и формирования углеводородов

Плотность. Плотность чистой воды при 25 °С и давлении 101,325 кПа составляет 0,99797 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 г/см^3. Определение плотности воды всегда проводят 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). Вязкость имеет большое значение для процесса фильтрации, особенно в слабопроницаемых породах. Единицей динамической вязкости в системе СИ служит паскаль-секунда (Па · 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 в качестве единицы вязкости употреблялся пуаз (П) или сантипуаз (1 сП = $= 10^{-3}$ Па · с). Эталоном являлась вязкость чистой воды при 20 °С. При 0 °С чистая вода характеризуется вязкостью 1,79 × $\times 10^{-3}$ Па · с, при 100 °С – 0,28 · 10^{-3} Па · с, т.е. в 6 раз меньшей. Вязкость пара почти в 200 раз меньше, чем вязкость воды. При одной и той же температуре рассолы характеризуются большей вязкостью, чем пресная вода. Исследования структуры и свойств воды обнаружили что изменение вязкости воды не зависит от повышения давления: в интервале температур 0–30 °С она несколько уменьшается, затем длительное время практически не изменяется и лишь по достижении давления порядка 10^8 Па (1000 атм) начинает увеличиваться, как и у всех жидкостей. Вязкость воды уменьшается с ростом температуры.

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

Электропроводность. Подземные воды в зависимости от содержания тех или иных количеств электролитов обладают различной электропроводностью, которая колеблется от 3 × $\times 10^{-5}$ до 3 · 10^{-3} Ом · м для пресных вод и возрастает до 5 · 10^{-3} – 1,2 · 10^0 Ом · м в рассолах. На этом свойстве воды основан принцип действия приборов для измерения степени минерализации воды – солемеров.

Радиоактивность. 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). 1 Бк равен активности нуклида в радиоактивном источнике, в котором за 1 с происходит один акт распада. Радиоактивные свойства подземных вод по отношению к объему принято выражать в удельных единицах. Подземные воды могут содержать значительные количества радона – от 1–30 в кислых магматических породах и иногда осадочных породах до 150 000 $Бк/дм^3$ в зоне окисления урановых месторождений. Воды с содержанием радона 1–70 $Бк/дм^3$ используются в бальнеологических целях.

Содержание гелия в подземных водах в последние годы стало объектом пристального изучения. Гелий, представляющий собой продукт распада радиоактивных элементов, не-

прерывно образуется в земной коре и мигрирует к поверхности по относительно проницаемым зонам. В процессе гелиевой съемки прекрасно маркируются разломы земной коры и узлы их пересечений, выявляются особенности строения фундамента и перекрывающих отложений. Гелий используется также 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 – осадочных пород, если последние не содержат вторичных или переотложенных радиоактивных минералов. Употребление воды, содержащей радий, недопустимо, поскольку он накапливается в человеческом организме.

9.1.2. Химический состав подземных вод

Химический состав подземных вод – это совокупность содержащихся в воде растворенных минеральных и органических соединений, за исключением тех, из которых состоит живое вещество. Факторы и процессы формирования химического состава подземных вод рассмотрены в § 5.2.

Классификация химических веществ природных вод. Химические вещества в составе природных вод условно делят на следующие группы.

1. Растворенные минеральные вещества, которые представлены макрокомпонентами состава подземных вод. Главными ионами в водах являются *анионы* Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}; *катионы* Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, а также кремнекислота H_2SiO_3 (присутствует в подземных водах преимущественно в молекулярной форме), которые определяют химический тип вод.

Массовая концентрация главных ионов в весьма пресных водах составляет несколько миллиграммов на 1 л, в рассолах же достигает нескольких сотен промилле.

2. Растворенные газы – O_2, N_2, H_2S, CO_2, CH_4, NH_3, He, Rn, Ne, Ar, Xe, Kr и др. Содержание растворенных газов в воде зависит от коэффициента растворимости каждого газа, температуры, давления и минерализации воды. Наименьшей растворимостью в воде обладает He, а наибольшей H_2S. С ростом температуры до 80–90 °С растворимость газа уменьшается, но

при дальнейшем ее повышении увеличивается. Большое влияние на растворимость газов оказывает давление. По закону Генри весовое количество газа, растворенного в данном объеме жидкости, прямо пропорционально давлению газа (или парциальному давлению в смеси газов). Растворимость газов значительно снижается с ростом минерализации. В большинстве случаев по весу преобладают один-два, реже три газа. В геохимическом отношении наиболее важны O_2, CO_2 и H_2S.

Интегральное воздействие перечисленных факторов определяет состав и количество газов в гидрогеологическом разрезе. В зоне интенсивного водообмена преобладают азот и кислород при суммарном содержании от 0,015 до 0,1 $дм^3/дм^3$, глубже кислород исчезает, а в водах помимо азота появляются сероводород и углекислота. В самых глубоких частях разреза артезианских бассейнов более всего метана и тяжелых углеводородов. Эта схема не является всеобъемлющей. Иногда биогенный сероводород может в значительных количествах присутствовать в грунтовых водах. В области генерации метаморфогенной углекислоты, например в районе Кавказских Минеральных Вод, она вместе с разгружающимися подземными водами пронизывает весь разрез, а в Западно-Сибирском артезианском бассейне ею насыщены воды, залегающие непосредственно на фундаменте.

Кислород в количестве 0,2 $дм^3/дм^3$ обнаружен в рассолах Припятского бассейна на глубине нескольких тысяч метров. 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.

3. Биогенные вещества – соединения азота, фосфора, железа и кремния. Наиболее важными источниками биогенных веществ являются внутриводоемные процессы и поступление с речным стоком, атмосферными осадками, промышленными, хозяйственно-бытовыми и сельскохозяйственными сточными водами.

4. Органические вещества (природное водорастворенное органическое вещество (ВРОВ)) – разнообразные органические соединения, относящиеся к органическим кислотам, сложным эфирам, фенолам, гумусовым веществам, карбоновым кислотам, азотсодержащим соединениям (белки, аминокислоты). Органические соединения, несмотря на разнообра-

зие их форм, состоят в основном из углерода, кислорода и водорода (98,5% по массе). Весовое количество разнообразнейших по составу, строению и размерам молекул ВРОВ, содержащихся в подземных водах, обычно характеризуют величиной содержания их основного элемента – $C_{орг}$.

Косвенной характеристикой содержания ВРОВ в подземных водах является величина окисляемости, под которой понимают содержание ВРОВ, способных окисляться кислородом. Она выражается миллиграммами 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 ($C_{орг}$ до 400 $мг/дм^3$ 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 $C_{орг}$ – единицы и первые десятки миллиграммов в 1 $дм^3$. В грунтовых водах преобладают гумусовые вещества, смолы, низкомолекулярные жирные кислоты. Содержание их в среднем 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 гидрогеохимических и гидробиохимических 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.

5. Микроэлементы – все металлы, кроме главных ионов, а также некоторые другие (например, радиоактивные – Ra, U, Rn, Th), содержащиеся в водах в микроколичествах, обычно до сотен мкг/дм^3. Микроэлементы представляют собой самую большую группу элементов химического состава природных вод, в нее входят практически все элементы периодической системы, не включенные в предыдущие четыре группы растворенных компонентов. Микрокомпоненты содержатся в водах в гораздо меньших количествах и не определяют химического типа воды.

6. Ряд компонентов, растворенных в водах, занимают промежуточное положение между макро- и микрокомпонентами. Их называют мезокомпонентами. Это H^+, NH_4^+, NO_3^-, NO_2^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, $H_3PO_4^-$ (иногда Br, I, F, Sr, Al). В некоторых типах вод они могут приобретать первостепенное значение.

7. Загрязняющие вещества – нефтепродукты, фенолы, пестициды, СПАВ и др.

Живое вещество подземных вод. 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. Клетка на 75–85% состоит из воды.

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 литотрофные, 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: исследование естественной литотрофной микрофлоры; 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 даже 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 кишечная палочка, которая часто сопутствует различным патогенным микроорганизмам. Сте-

пень зараженности ею воды оценивается специальными показателями. Это так называемый *колититр* – объем воды (мл), который приходится на одну кишечную палочку, и *колиндекс* – количество кишечных палочек в 1 $дм^3$ воды. По ГОСТам, определяющим в том числе и санитарное состояние питьевой воды, последняя должна иметь колититр не менее 300 и колииндекс не более 3. При возникновении эпидемических очагов санитарно-эпидемиологические станции проводят анализ питьевых вод на наличие возбудителей соответствующих заболеваний: сальмонеллеза, холеры и др.

Методика бактериологического анализа воды для 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.

Интегральные характеристики общего количества вещества в подземных водах. Интегральными характеристиками общего количества вещества в подземных водах являются расчетные величины: минерализация (общая, или суммарная, минерализация, степень минерализации, сумма ионов, сухой остаток), водородный показатель (pH), окислительно-восстановительный потенциал (ОВП).

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. Различают величину (степень) минерализации и характер минерализации. Величина минерализации измеряется экспериментально найденным сухим (плотным) остатком, суммой ионов, суммой минеральных веществ (сумма ионов и недиссоциированных веществ SiO_2, Fe_2O_3 и т.д.), вычисленным сухим остатком (то же, что сумма ионов, но суммируется лишь половина количества гидрокарбонатного иона). Характер минерализации определяется химическим типом воды (см. § 9.3).

Сумма ионов ($\sum$и) – арифметическая сумма всех содержащихся в исследуемой воде ионов (мг/л, г/л), концентрация которых больше 0,1 мг/л.

Сухой остаток – масса нелетучих (при 110 или 180 °C) минеральных и органических соединений, отнесенная к единице объема или (для рассолов) массы воды – определяется взвешиванием остатка, полученного при выпаривании определенного

объема воды и последующем высушивании (мг/л, г/л – для пресных и солоноватых вод; г/л или г/кг (‰) – для рассолов).

В настоящее время среди исследователей нет единого мнения по вопросу о принципах подразделения природных вод по минерализации. Существует ряд классификаций подземных вод по величине минерализации (О.А. Алекин, В.И. Вернадский, М.С. Гуревич, И.К. Зайцев, Е.В. Пиннекер, Н.И. Толстихин, А.В. Щербаков и др.). Граничные значения степени минерализации вод обосновываются либо с теоретических позиций, либо на основании региональных исследований, либо с учетом практического значения воды. Общепринятым является только значение минерализации, характеризующее границу пресных вод, – 1 г/л; оно присутствует во всех классификациях. Разошлись мнения по вопросу об одном из весьма важных рубежей – между рассолами и солеными водами: В.И. Вернадский считал таковым 50‰, М. Г. Валяшко, И. Е. Зайцев – 35‰.

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 вод могут быть выделены подгруппы (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).

Примером выделения подгрупп в пресных и соленых водах на основании региональных исследований и использования природных вод в практических целях является дробная классификация Н.И. Толстихина. К сверхпресным водам, по Толстихину, относятся снег и льды Антарктиды; к весьма пресным – атмосферные осадки; к очень пресным – вода озер Байкал, Ладожского, грунтовые воды тундры, высоких гор; к особо пресным – грунтовые воды лесов, средних гор; умеренно пресным – грунтовые воды лесостепи, низких гор; к пресноватым – грунтовые воды степи. Соленые воды разбиты на подгруппы по следующим признакам: слабосолоноватые – питьевые по необходимости, минеральные питьевые; среднесолоноватые – водопойные; сильносолоноватые – водопойные по необходимости; слабосоленые – нижняя граница (25‰) обоснована тем, что при данной минерализации температура замерзания и температура максимальной плотности равны между собой; уме-

ренно соленые – вода опресненных морей; нормально соленые – вода Мирового океана. В рассолах выделена подгруппа крепкосоленых вод, или очень слабых рассолов, соответствующая минерализация воды некоторых осоленнных морей аридных областей. Следует отметить, что границы подгрупп в классификации Толстихина выделены несколько условно. Исходя из конкретных практических целей, можно использовать любую классификацию природных вод по минерализации.

Водородный показатель (pH) дает представление об общем щелочно-кислотном состоянии воды и, как и минерализация, является одной из ее важнейших интегральных характеристик. Водородный показатель представляет собой десятичный логарифм концентрации (или активности) водородных ионов, взятых с обратным знаком:

$$pH = {}^{-}\lg [H^{+}].$$

Величины pH подземных вод изменяются в широком диапазоне – от менее 0 до 2–3,5 в ультракислых водах областей современного вулканизма и до 9–12,5 в некоторых водах, связанных с ультраосновными породами, в содовых и сероводородсодержащих рассолах.

Обычные величины pH составляют: для грунтовых вод 6,4–7,5, для артезианских 7,3–8,5. У питьевой воды pH должно находиться в пределах 6,0–9,0.

Окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) – Eh воды (измеряется в вольтах (В) или милливольтах (мВ)) характеризует соотношение окисленных и восстановленных форм всех содержащихся в ней элементов переменной валентности. Из таких элементов для химического состава подземных вод наибольшее 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 связано с определенными сложностями, 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 потенциалзадающими системами подземных вод являются системы кислорода, серы и в меньшей степени железа, азота, органических веществ.

Значения ОВП подземных вод изменяются в широком диапазоне (от –0,5 до +0,7 В). Поверхностные и грунтовые воды характеризуются величинами Eh 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 (от –0,6 до –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 подземных вод, 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 Eh-pH-диаграммы, позволяющие получить наглядную картину возможных равновесий и миграционных форм в системах элементов переменной валентности.

9.2. Формы выражения химического состава подземных вод

9.2.1. Анализ воды и формы его выражения

Анализ воды начинается с отбора пробы, тщательность и правильность которого – необходимые условия получения достоверных результатов. Для обеспечения чистоты и максимальной сохранности природного состава разработаны специальные правила отбора, предварительной обработки, консерва-

ции и хранения проб. Анализ воды должен производиться непосредственно 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 Eh и pH, содержания ионов Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{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 $CO_{2\ агр}$. Полный анализ проводится в стационарной лаборатории, где применяются наиболее точные аналитические методики.

Сокращенный анализ включает те же позиции, за исключением Mg^{2+}, Na^+ и K^+, которые определяются расчетом, а также окисляемости, Eh, 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, NO_3^-, NO_2^-, Fe^{2+}, $CO_{2\ своб}$, H_2S, O_2, а также pH и физических свойств непосредственно на источнике. Недостаточная точность полевого ана-

лиза 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.

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, гидрогеоэкологическую и комплексные съемки, исследования с целью оценки эксплуатационных запасов подземных вод и др. 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 составляющих 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, коррозийные свойства, умягчаемость и т.д.

На методы анализа, применяемые при гидрогеологических исследованиях, существуют соответствующие 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 др.).

9.2.2. Формы выражения химического состава подземных вод

Количественную характеристику состава подземных вод принято давать в «концентрационной» форме и выражать ко-

личеством вещества, приходящегося на единицу объема или, для рассолов с высокой плотностью, – на массу природного раствора.

Для выражения результатов химических анализов обычно используются следующие формы:

- весовая (г/л, мг/л, г/кг, мг/кг); единица мг/кг примерно соответствует принятой в зарубежной литературе единице ppm («parts per million» – частей на миллион); для газов применяются такие единицы измерения, как мл, л/кг;
- эквивалентная (мг-экв/л, г-экв/л, мг-экв/кг, г-экв/кг) – вычисляется делением массы вещества на его эквивалентную массу;
- процент-эквивалентная (% экв) – доля (%) каждого иона в общей (принимаемой обычно за 100%) сумме миллиграмм-эквивалентов ионов одного знака (катионов или анионов). Эта форма позволяет сравнивать химический состав подземных вод разной минерализации и оценивать роль каждого иона в их составе.

В связи с переходом на Международную систему единиц (СИ) вместо терминов «вес» и «весовая концентрация» следует употреблять термины «масса» и «массовая концентрация». 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. 18). В частности, в литературе сейчас встречается уже устаревшая так называемая солевая форма выражения анализа в виде графика-прямоугольника (рис. 18, *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 (рис.18, *б*, *в*) делятся пополам, слева (сверху вниз) пропорционально процентному содержанию откладываются анионы, справа – катионы. Минерализация проставляется рядом; нередко ее отражают и в величине диаметра круга.

Кроме указанных применяют различные графические изображения изменений химического состава в пространстве:

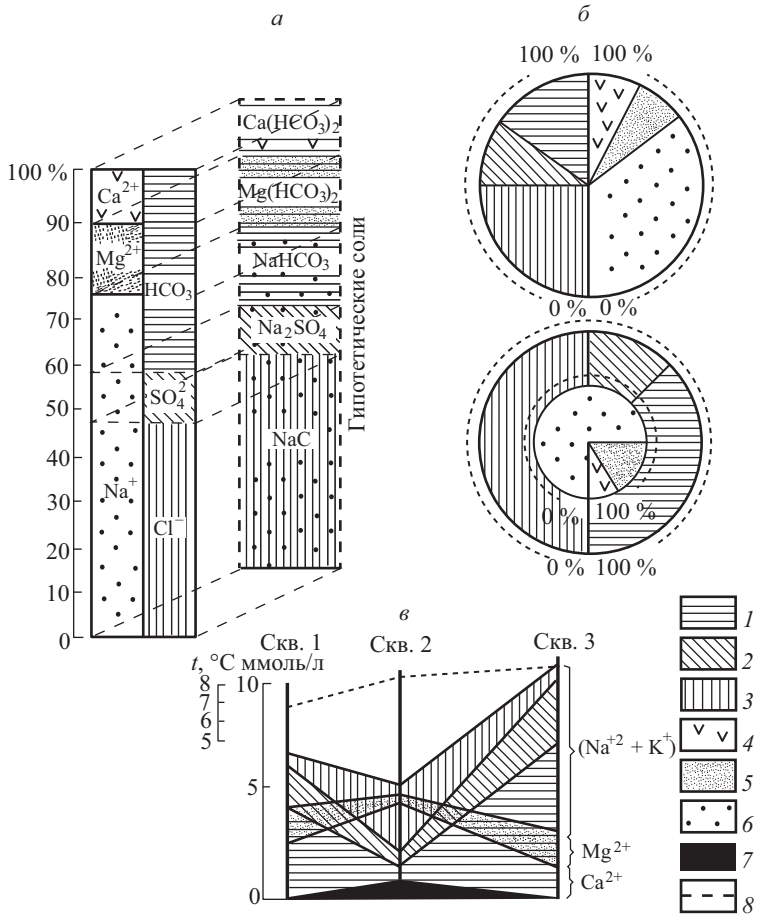


Рис. 18. Графические способы выражения химического состава воды:

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* – $(Na^+ + K^+)$; *7* – NO_3^-; *8* – *t*, °C

в разрезе одной или нескольких (гидрохимический профиль, по А.А. Бродскому) скважин; в радиальных координатах; многочисленные диаграммы, имеющие целью дифференциацию состава вод в зависимости от их генезиса (например, диаграммы М.Г. Валяшко, В.А. Сулина 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.

Для наглядного изображения химического состава минеральных вод М.Г. Курловым (1921) была предложена формула, которая в настоящее время используется и для систематизации пресных вод. Формула Курлова представляет собой псевдодробь, в числителе которой записываются анионы (в процентах количества вещества эквивалента) в порядке убывания их содержания. В знаменателе в таком же порядке располагаются катионы. Количество вещества эквивалента катионов и анионов округляется до целого числа. Слева от дроби записывается общая минерализация воды М (г/л), здесь же указывается содержание газов и некоторых микроэлементов. Справа от дроби записывается температура воды T (°С) и расход (дебит) воды Д или суммарный дебит Д$\sum$ для скважин и источников (л/с, м^3/сут):

$$\text{рМ}\,\frac{\text{анионы (100\%)}}{\text{катионы (100\%)}}\,T,\ \text{Д}, \qquad (9.1)$$

где p – специфические компоненты, содержащиеся в природных водах.

Например, состав воды одной из разведочных скважин по формуле Курлова можно выразить в следующем виде:

$$\text{M}_{14,8}\text{Rn}_{20}\text{H}_2\text{S}_{82}\text{CO}^2_{0,22}\,\frac{\text{C}164\text{HCO}_3 36}{\text{Na}72\text{Ca}28}\,T_{46},\ \text{Д}_{880}.$$

В формуле ионного состава обычно указывают лишь те ионы, концентрация которых превышает 10, иногда 20%.

9.3. 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, лечеб-

ных, промышленных или иных целях, а также для исследования общих закономерностей их формирования разработано большое число различных (общих, региональных, прикладных) классификаций. Авторами их являются ученые, работавшие в области гидрогеохимии: О.А. Алекин, М.Г. Валяшко, В.И. Вернадский, В.В. Иванов, А.М. Овчинников, К.Е. Питьева, В.С. Самарина, В.А. Сулин, Н.И. Толстихин и др.

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

К первой группе относятся ***классификации, базирующиеся на принципе преобладающих ионов***. 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 – от 36 (А.А. Бродский) до 625 (О.С. Джикия) – определяется количеством возможных сочетаний ионов.

Примером второй группы является ***классификация В.А. Сулина*** (1948) для нефтяных вод, в соответствии с которой типы химического состава выделяются не по фактическому преобладанию ионов, а по значениям специально вычисленных коэффициентов r – соотношений ионов в мг-экв/дм^3 (табл. 10). Коэффицент r ставится перед символом в том случае, если содержание какого-либо иона выражают в эквивалентной форме. Эти соотношения получили наименование генетических коэффициентов. 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 $r(Na–Cl)/rSO_4$ 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. Хлоридно-магниевый (III) и хлоридно-кальциевый (IV) типы характеризуются

соответственно меньшими или большими единицы значениями коэффициента r(Cl–Na)/rMg, при этом считается, что наличие в составе воды 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 воды.

Таблица 10

Коэффициенты, характерные для генетических типов подземных вод (по В.А. Сулину)

Тип вод	rNa^+/rCl^-	$r(Na^+–Cl^-)/rSO_4^{2-}$	$r(Cl^-–Na^+)/rMg^{2+}$
Сульфатно-натриевый (I)	> 1	< 1	–
Гидрокарбонатно-натриевый (II)	> 1	> 1	–
Хлоридно-магниевый (III)	< 1	–	< 1
Хлоридно-кальциевый (IV)	< 1	–	> 1

К недостаткам классификации Сулина можно отнести, во-первых, то, что типы вод в большей степени связаны с природной обстановкой формирования того или иного химического состава, чем с историей образования компонентов в течение геологических периодов, во-вторых, невозможность определения типа вод в том случае, если коэффициенты равны единице, в-третьих, отсутствие типа кислых вод.

Классификация О.А. Алекина (1946), 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. 19).

Все природные воды по преобладающему аниону делятся на три класса: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные. Как указывает О.А. Алекин, выделенные три класса дают в общих чертах представления о гидрохимическом облике воды. К гидрокарбонатному классу относится большая часть маломинерализованных вод рек, озер и некоторые подземные воды. Класс хлоридных вод включает преимущественно высокоминерализованные воды океана, морей, соляных озер, подземные воды закрытых структур и пр. Воды сульфатного класса по распространенности и значению минерализации

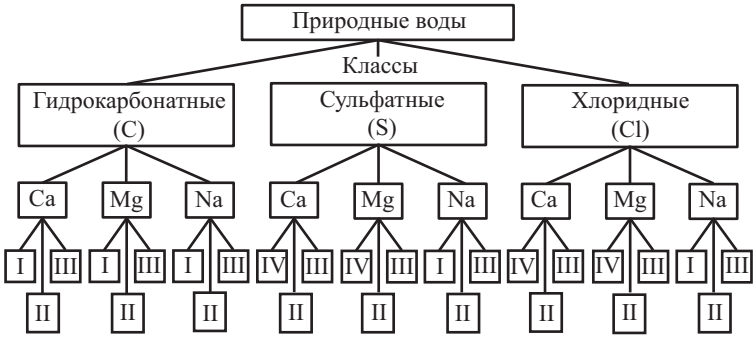


Рис. 19. Классификация природных вод по химическому составу (О.А. Алекин). Типы химического состава (ммоль/дм^3):

I – $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$; II – $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2+}$; III – $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$; IV – $HCO_3^- = 0$ (кислые)

являются промежуточными между гидрокарбонатными и хлоридными. Генетически они связаны с различными осадочными породами.

Каждый класс делится О.А. Алекиным по преобладающему катиону на три группы вод: кальциевую, магниевую и натриевую. Каждая группа, в свою очередь, подразделена на четыре типа вод, определяемых соотношением между ионами в эквивалентах.

Для обозначения классов, групп и типов в данной классификации применяются символы. Класс обозначается символом соответствующего аниона (C – HCO_3^-, S – SO_4^{2-}, Cl – Cl^-), группа – символом катиона (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}), тип – римской цифрой. Символы пишутся следующим образом: C_{II}^{Ca} (гидрокарбонатный класс, группа кальциевая, тип второй), S_{II}^{Na} (сульфатный класс, группа натриевая, тип второй) или, для более сложного состава, Cl, $S_{III}^{Na,Mg}$ (сульфатно-хлоридный класс, группа натрия и магния, тип третий). Второй анион или катион вводится в индекс в том случае, если его содержание лишь немного (в пределах 5% в пересчете на количество вещества эквивалента) уступает первому иону.

Кроме того, к индексу добавляются значения минерализации (внизу, с точностью до 0,1 г/л) и общей жесткости (вверху, с точностью до целых единиц количества вещества эквивален-

та в миллимолях на литр), например $C^{Ca5}_{II0,4}$ (класс гидрокарбонатный, группа кальциевая, тип второй, минерализация 0,4 г/л, жесткость 5 ммоль количества вещества эквивалента на 1 л; более кратко эту воду можно назвать так: гидрокарбонатная кальциевая второго типа). К недостаткам классификации относятся следующие:

- нарушен принцип соподчинения, так как тип является высшей таксономической единицей, объединяющей классы, а не наоборот;
- кислые воды (четвертый тип) не вписываются в рамки классификации, так как в подобных водах присутствуют в относительно больших количествах ионы тяжелых металлов;
- отсутствует тип вод, соответствующий хлоридно-магниевому (по В.А. Сулину), что несколько сужает потенциальные возможности применения данной классификации для характеристики нефтяных вод, поверхностных и подземных рассолов.

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.

9.4. Гидрохимическая зональность подземных вод

9.4.1. Особенности химического состава подземных вод в зависимости от условий формирования

Подземные и поверхностные воды составляют части единой системы вод нашей планеты (гидросферы). Подземная гидросфера тесно связана с поверхностной: чем ближе к поверхности, тем, как правило, более тесной является эта связь.

Грунтовые воды. Грунтовые воды в наибольшей степени связаны с поверхностными водами суши и более подвижны, чем напорные воды глубоких водоносных горизонтов.

По условиям формирования химического состава Г.Н. Каменский выделил на территории бывшего СССР грунтовые воды выщелачивания и грунтовые воды континентального засоления.

Грунтовые воды выщелачивания формируются в областях избыточного увлажнения или в областях умеренно влажных,

но характеризующихся наличием хорошо проницаемых пород, высокой динамичностью вод и активным дренажем. Общая минерализация грунтовых вод большей части этой зоны не превышает 1 г/л, она увеличивается с севера на юг от нескольких десятков миллиграммов на 1 л до 1 г/л, состав обычно HCO_3–Na, HCO_3–Ca. В южных районах зоны избыточного увлажнения могут встречаться грунтовые воды состава SO_4–Cl–Na, SO_4–Cl–Ca с минерализацией более 1 г/л. Для описываемой зоны характерны повышенные концентрации органических веществ, растворенных в водах ($C_{орг}$ до 35 мг/л). Это объясняется относительно низкими среднегодовыми температурами и тесной связью грунтовых вод с болотными и другими поверхностными водами, обогащенными продуктами полного разложения остатков наземной растительности. Такие воды имеют повышенную цветность и содержат в составе гуминовые и фульвокислоты.

Грунтовые воды континентального засоления формируются в условиях аридного климата на территориях пустынь, полупустынь и сухих степей. В таких районах наблюдается значительно большее разнообразие химических типов воды. Здесь встречаются пресные, солоноватые и соленые воды – гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные. В условиях континентального засоления происходит интенсивное испарение поверхностных вод, которые в этих районах также минерализованы. Состав водно-растворимого органического вещества обеднен, его концентрация не превышает 20–25 мг/л. В этих водах происходит более полное разложение растительных и животных остатков, попадающих в грунтовые воды с поверхностным стоком. Воды обычно бесцветны, pH превышает 7. Нередко воды обогащены Br, B, I, F и некоторыми другими микроэлементами.

В распределении вод аридных областей по составу и минерализации большую роль играют такие факторы, как рельеф и состав водоносных пород. В.С. Самариной при изучении Прикаспийской низменности было установлено существенное различие в составе грунтовых вод в пределах отрицательных форм рельефа: падин, балок, речных долин и соров. Например, под падинами (понижениями площадью до нескольких сотен квадратных метров и глубиной до 1 м), через которые происходит питание грунтовых вод, зеркало вод располагается выше окружающих участков, и пресные воды в таких понижениях занимают центральные, наиболее углубленные части. Минера-

лизация вод (до 35 г/л) нарастает к периферии по мере углубления пластов. Меняется и состав вод – от гидрокарбонатного через сульфатный к хлоридному.

В сорах (более глубоких понижениях), служащих часто местным базисом эрозии для грунтовых вод примыкающих участков, наоборот, в центре углубления образуются наиболее концентрированные воды (с минерализацией до 200 г/л). По вертикали вниз и к периферии минерализация вод уменьшается до 35 г/л и менее. На участках образования и скопления рассолов распространены солончаки, имеющие состав $Cl–SO_4–Na$ или $SO_4–Cl–Na$.

В связи с тем что грунтовые воды залегают близко к поверхности Земли, они легко загрязняются. *Основными видами загрязнения* являются коммунально-бытовое, промышленное, химическое и сельскохозяйственное (удобрения, пестициды, отходы животноводческих комплексов), а также радиоактивное. Признаком загрязнения грунтовых вод служит появление в них специфических ионов и компонентов. Например, присутствие в повышенных количествах нитрит-иона и иона аммония может свидетельствовать о проникновении бытовых и фекальных стоков; наличие хлорорганических и фосфорорганических соединений – о фильтрации с пестицидов, обнаружение в воде трития и других радиоактивных веществ может указывать на радиоактивное загрязнение и т.д.

Загрязнение подземных вод сопровождается различными геохимическими последствиями – изменениями миграционных форм химических элементов, концентраций элементов, окислительно-восстановительных условий, а также возникновением новых типов вод, в том числе техногенных гидрогеохимических провинций нитратных и аммонийных грунтовых вод в сельскохозяйственных регионах. Изменение миграционных форм элементов может обусловливать приобретение ими новых биохимических свойств. В частности, при снижении Eh подземных вод менее токсичные NO_3, As (V) трансформируются в более токсичные формы NH_4, As (III). Особая потенциальная опасность связана с развитием процессов метилирования многих тяжелых металлов и накоплением в подземных водах, например, метилированных соединений ртути $(CH_3)_2Hg$, мышьяка $(CH_3)_4As$, свинца $(CH_3)_2Pb$, олова $(CH_3)_4Sn$ и др.

В настоящее время в загрязненных подземных водах количество наименований обнаруживаемых органических веществ достигло нескольких десятков тысяч; многие из них активно

вступают в процессы комплексообразования. Важной проблемой охраны подземных вод от загрязнения является исследование условий, способных геохимически противостоять поступающим загрязняющим веществам и переводить их в твердую фазу. Основой буферности подземных вод является их способность сохранять оптимальные Eh-pH-состояния, которые препятствуют накоплению в них компонентов антропогенного происхождения. Как следует из результатов специальных гидрогеохимических исследований, подземные воды могут обладать высокой буферностью в отношении многих неорганических компонентов, за исключением минеральных соединений азота, и значительно меньшей – в отношении органических веществ.

Источники поступления загрязняющих веществ в грунтовые воды должны быть ликвидированы или изолированы (см. § 15.2).

Напорные воды. Напорные воды, так же как и грунтовые, характеризуются разнообразием химического состава. Обычно выделяют воды пресные (с минерализацией до 1‰), солоноватые (до 10‰), соленые (до 35‰) и рассолы (более 35‰). По некоторым классификациям к рассолам относятся воды с минерализацией более 50‰. Диапазон изменения минерализации вод напорных горизонтов весьма велик: от нескольких долей грамма до 650 г на 1 л (см. § 9.1).

Пресные воды встречаются в области питания, где происходит инфильтрация вод поверхностного стока в пласты, а также в зоне создания напора, если в этой зоне происходит активный водообмен (зона активного водообмена), т.е. движение вод от области питания к области разгрузки. По составу эти воды обычно относятся к типам HCO_3–Ca, HCO_3–SO_4–Ca, SO_4–HCO_3–Ca и близки к составу поверхностных вод (речных, озерных). В пресных водах нередко присутствуют микроэлементы (Sr, Li, Mn, Fe, Si, Al, Ca, Ni и др.), причем характерным является наличие широкого спектра этих элементов при их низкой концентрации (единицы и доли миллиграмма на литр). Могут встречаться радиоактивные элементы (уран, радий) и радиоактивный газ радон, образующийся при распаде радия.

Органическое вещество пресных напорных вод по видовому составу и концентрации близко к таковому в грунтовых водах. Воды напорных пластов в меньшей степени подвержены загрязнению с поверхности и вследствие этого содержат меньше бактерий. Общая концентрация $C_{орг}$ в пресных водах колеблется в пределах 15–30 мг/л.

В пресных напорных водах растворены газы атмосферного происхождения (O_2, N_2, CO_2, H_2, благородные газы и др.), в подчиненном отношении находятся другие газы (H_2S, CH_4), которые присутствуют не повсеместно.

Солоноватые воды более разнообразны по химическому составу. Они могут относиться к гидрокарбонатному, сульфатному, реже к хлоридному классу. Разнообразен и катионный состав: могут преобладать Ca^{2+}, Na^{2+} и Mg^{2+}. В водонапорных бассейнах солоноватые воды залегают обычно в зоне замедленного водообмена (зона затрудненной циркуляции). Они встречаются на различных глубинах (например, могут проникнуть по тектоническим нарушениям) в зависимости от геологического строения региона. Пространственно очень часто солоноватые воды занимают промежуточное положение между пресными и солеными. В газовом составе этих вод по сравнению с пресными уменьшается доля компонентов атмосферного происхождения и увеличивается содержание газов глубинного и микробиологического генезиса (CO_2, H_2S). Вблизи нефтяных и газовых залежей солоноватые воды могут содержать в повышенных количествах CH_4, C_2H_6 и другие углеводородные компоненты.

Соленые воды и рассолы занимают основной объем подземной гидросферы. По генезису это воды высокой минерализации, преимущественно седиментационные и смешанные. Реже они представляют собой инфильтрационные рассолы выщелачивания легкорастворимых солей (NaCl, KCl, $CaCl_2$ и др.). Эти соли могут присутствовать в недрах в виде пропластков, мощных пластов, штоков или находиться в рассеянном виде. При формировании рассолов исходной может быть как морская захороненная вода, так и инфильтрационная или смешанная. Соленые воды и рассолы занимают в подземной гидросфере зону наиболее затрудненного водообмена (зона застойного водного режима). Здесь водообмен совершается в течение миллионов лет, а скорости движения вод исчисляются сантиметрами и миллиметрами в год. Подземный сток в этой зоне проявляется лишь в масштабах геологического времени. Воды высокой и сверхвысокой минерализации (иногда до 500–600 г/л) характерны для закрытых гидрогеологических структур, лишенных связи с областью питания и имеющих весьма затрудненную разгрузку, в том числе и рассеянную через водоупорные пласты.

В анионном составе соленых вод и рассолов обычно преобладает Cl^-, в катионном – Na^+ и Ca^{2+}. В подчиненном отношении находятся ионы SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Mg^{2+}, K^+. Исключение составляют рассолы с высокой соленостью (более 300‰). В них кальций и магний преобладают над натрием.

Хлоридные воды высокой минерализации встречаются не только в геологических структурах, где распространены хемогенные осадки (каменная соль, ангидриты, гипсы и др.), но и в структурах, лишенных заметных скоплений солей. Они обнаружены в Ангаро-Ленском, Иркутском, Прикаспийском, Волго-Уральском, Предкавказском, Днепровско-Донецком и других водонапорных бассейнах. Обычно подземные рассолы тяготеют к наиболее погруженным частям бассейнов (глубины 3–5 тыс. м). Несколько реже они встречаются и на меньших глубинах.

В земной коре к настоящему времени вскрыты напорные воды на глубинах 7–9 км, где давление превышает (10–13) × $\times 10^7$ Па, а температура 350 °С. Уникальная Кольская сверхглубокая скважина показала наличие соленых вод и рассолов на глубинах до 12 км.

В качестве примера, характеризующего максимально минерализованную подземную воду из всех вскрытых в настоящее время в недрах Земли скважин, можно привести рассолы в скважине Бей-Сити (Северо-Американская платформа):

$$M_{642}\,\frac{Cl99}{Ca90Mg5K5}.$$

В составе соленых вод и рассолов нередко содержатся разнообразные микроэлементы: наиболее часто встречаются бром, иод, литий, калий, рубидий, цезий, медь, цинк, стронций, радий, барий и др. Повышенные концентрации микроэлементов в водах могут возникать иногда под влиянием скоплений полезных ископаемых. Так, вблизи рудных месторождений нередко формируются водные ореолы рассеяния некоторых элементов, находящихся в рудах (Pb, Cu, Li, Zn, V и др.).

Для соленых вод и рассолов глубоких водоносных горизонтов характерно наличие определенных газов, формирующихся под действием биохимических, термокаталитических процессов, радиоактивного распада, а также поступающих из атмосферы и мантии.

В водах закрытых гидрогеологических структур превалируют метан (реже этан, пропан), сероводород, углекислый газ, азот. Как правило, в меньшем количестве находятся благородные газы, в основном гелий и аргон, а также водород и радон. Метан и другие углеводородные газы образуются в основном в результате биохимических и химических термокаталитических процессов преобразования органического вещества, рассеянного в горных породах. Сероводород в водах глубоких горизонтов может быть генетически различным. На небольших глубинах при температурах менее 100 °С он преимущественно биохимического происхождения. В условиях повышенных температур, где биохимические процессы затухают, H_2S образуется за счет термокаталитического преобразования серосодержащих органических и неорганических веществ. Различна и геохимическая история диоксида углерода, который может образоваться как биохимическим, так и термокаталитическим путем. Азот имеет преимущественно биохимический генезис. Инертные газы и водород поступают в основном с больших глубин по зонам тектонических нарушений.

Соленые воды и рассолы исключительно разнообразны по набору макро- и микрокомпонентов, общей минерализации, составу растворенных газов. Это разнообразие обусловлено влиянием природных факторов, действовавших в течение длительного времени при формировании химического состава этих вод.

Проблема формирования хлоридных соленых вод и рассолов представляет не только теоретический, но и практический интерес. Эти воды являются источником получения в промышленных масштабах многих элементов (брома, иода, лития и др.). Между тем генезис вод глубоких горизонтов является весьма сложным процессом, вследствие чего вопрос о происхождении хлоридных вод продолжает оставаться наиболее дискуссионным в гидрохимии.

Хлоридные воды имеют две генетические модификации:

- хлоридные воды, а иногда и рассолы, со слабовыраженным преобладанием Cl^- над суммой $Na^+ + Mg^{2+}$, с незначительным содержанием Ca^{2+} и микрокомпонентов;
- хлоридные воды и рассолы преимущественно кальциевые или натриево-кальциевые, содержащие высокие концентрации брома и других микрокомпонентов.

Происхождение этих двух модификаций различное. Первые чаще всего образуются в результате катионного обмена. Гене-

зис вторых значительно более сложный. Между указанными разновидностями часто встречаются хлоридные воды промежуточного состава и смешанного генезиса.

9.4.2. Вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод

Гидрохимическая зональность подземных вод является частным случаем проявления общего закона зональности и состоит в том, что по мере продвижения с севера на юг наблюдается постепенное увеличение минерализации и закономерное изменение химического состава подземных вод, т.е. вырисовывается смена гидрохимических зон. Первопричиной этому является изменение климатических условий. Исключение составляют подземные воды, залегающие глубже грунтовых вод и не подчиняющиеся закону географической зональности. В данном случае огромное значение имеет динамика этих вод, определяющая зависимость гидрогеохимической зональности от гидрогеодинамической. Эта зависимость подтверждена ведущими гидрогеологами в этой области (С.Р. Крайнов, В.М. Швец). М.Е. Альтовский выразил ее следующим образом: минерализация воды по вертикали обратно пропорциональна скорости движения воды в водоносных слоях.

На севере грунтовые воды обычно отличаются очень слабой минерализацией. Здесь простирается зона гидрокарбонатных вод с повышенным содержанием кремния. В пределах Русской равнины находится зона гидрокарбонатных кальциевых вод слабой или умеренной минерализации (200–500 мг/л) при незначительном содержании сульфатов и хлоридов. Южнее следует зона грунтовых вод повышенной минерализации (500–1000 мг/л и более), совпадающая с областью неустойчивого увлажнения, которую следует рассматривать как переходную к аридной области. Эта зона соответствует южной части черноземно-степной полосы. В грунтовых водах здесь увеличивается содержание хлоридов и сульфатов, местами они становятся хлоридно-сульфатными. Еще южнее, в сухих степях, полупустынях и пустынях, находится зона высокоминерализованных сульфатно-хлоридных натриевых грунтовых вод континентального засоления. В горных районах Средней Азии, Казахстана, Сибири, Кавказа, Крыма, где обычно выпадает большое количество атмосферных осадков, развита зона гид-

рокарбонатных кальциевых вод умеренной или слабой минерализации.

Среди зональных грунтовых вод встречаются воды азональные, не подчиняющиеся закону зональности. Их минерализация и химический состав обусловлены либо составом горных пород, либо особенностями залегания вод. К азональным грунтовым водам относят трещинные воды карстовых областей и массивов изверженных горных пород, воды аллювиальных отложений, а также воды, связанные с рудными месторождениями. В связи с хозяйственной деятельностью человека появилась новая группа азональных вод, возникшая в районах искусственного орошения и сброса промышленных и других вод в подземные горизонты.

Вертикальная гидрохимическая зональность заключается в закономерной смене по мере углубления в недра Земли более или менее выраженных зон подземных вод, различающихся между собой по минерализации и химическому составу, а часто и по гидродинамическому режиму. Данный тип зональности характерен для артезианских бассейнов.

В гидрохимических разрезах артезианских бассейнов чаще всего наблюдается возрастание минерализации по мере приближения к кристаллическому фундаменту. Обычно различают три гидрохимические зоны, более типичные для районов с влажным климатом: верхнюю зону – пресных вод с минерализацией менее 1 г/л; среднюю – солоноватых вод с минерализацией от 1 до 10 г/л; нижнюю – соленых вод и рассолов с минерализацией свыше 10 г/л.

Состав подземных вод верхней гидрохимической зоны в случае их циркуляции в труднорастворимых породах зависит преимущественно от климатических факторов. При избыточном увлажнении преобладают воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. В поясе недостаточного увлажнения распространены воды разнообразной минерализации и сложного состава.

Подземные воды средней гидрохимической зоны отличаются более высокой минерализацией. Это могут быть воды слабосолоноватые с минерализацией от 1 до 3 г/л или сильносолоноватые с минерализацией от 3 до 10 г/л. Воды этой зоны содержат различные компоненты, но, как правило, преобладают сульфаты и хлориды. С данной зоной связаны наиболее ценные лечебные сероводородные и некоторые другие воды.

Воды нижней гидрохимической зоны отличаются по составу от вод предыдущих зон. По преобладающим ионам это обычно хлоридные натриевые воды с минерализацией более 10 г/л. Здесь можно выделить подзоны: соленых вод (10–35 г/л), рассолов слабых (35–150 г/л), рассолов крепких (150–320 г/л), рассолов очень крепких (свыше 320 г/л).

Данная вертикальная гидрохимическая зональность характерна для нормального гидрохимического разреза артезианских бассейнов (тип 1). Различают еще четыре типа гидрохимических разрезов, формирование которых обусловлено разнообразными специфическими условиями, нарушающими закономерное увеличение минерализации вод с глубиной: уменьшение минерализации с глубиной (тип 2), возрастание (тип 3) и падение (тип 4) минерализации в средней части разреза и, наконец, более сложное строение гидрохимического разреза (тип 5) (Никаноров, 2001).

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы физические свойства подземных вод?
2. Каковы основные ингредиенты химического состава подземных вод?
3. Какие показатели являются интегральными характеристиками общего количества вещества в подземных водах?
4. Что такое водородный показатель (pH) и окислительно-восстановительный потенциал (Eh) ?
5. Какие виды и формы выражения анализа воды применяются в гидрогеологии?
6. Что представляют собой формула М.Г. Курлова и формула ионного состава подземных вод?
7. Как классифицируются подземные воды по химическому составу (В.А. Сулин, О.А. Алекин)?
8. В чем заключается гидрохимическая зональность подземных вод?

10. Режим и баланс подземных вод

10.1. Режимообразующие факторы. Классификация режима подземных вод

Режим подземных вод (по М.Е. Альтовскому) – естественно-исторический процесс, представляющий собой отдельные стадии формирования качественных и количественных показателей параметров подземных вод, протекающие под воздействием совокупности взаимодействующих и изменяющихся факторов: климатических, гидрологических, геологических, почвенных, биогенных и искусственных.

Режим подземных вод, формирующийся главным образом под действием естественных режимообразующих факторов, называется ***ненарушенным*** или ***естественным***. В случае решающего воздействия искусственных режимообразующих 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*** в зависимости от того, какая именно группа факторов имеет решающее значение).

Под *режимообразующими факторами* понимают природные (искусственные) процессы, которые определяют основные изменения (во времени) гидродинамических характеристик (напоры, скорости, расходы), физических свойств (температура) и состава (химический, газовый, бактериологический) подземных вод (табл. 11).

Таблица 11

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

Группа	Факторы	Примечание
1	2	3
Экзогенные	Космические	Солнечная активность, приливные силы Луны и других планет
	Метеорологические	Атмосферные осадки, температура и влажность воздуха

Окончание табл. 11

1	2	3
Экзогенные	Гидрологические	Режим поверхностных вод (реки, озера, моря и др.)
	Биогенные	Влияние растительности и живых организмов
	Искусственные	Влияние хозяйственной деятельности человека
	Геологические	Денудация и эрозия
Эндогенные	Геологические	Эпейрогенические колебания земной коры, тектонические движения, современный вулканизм землетрясения

Действие указанных факторов зависит не только от характера и масштабов проявления самих процессов, но и, в решающей степени, от *режимообразующих условий.* Под ними 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 режимообразующих факторов и тем самым обусловливает особенности режима подземных вод.

Группа экзогенных факторов, в том числе искусственных (антропогенных), наиболее существенно проявляется в режиме подземных вод верхних водоносных горизонтов, однако в определенных условиях их воздействие может фиксироваться до глубин порядка 500 м и более. В то же время на площадях разведки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, участках глубокого захоронения жидких промышленных отходов или сооружения подземных газохранилищ интенсивное воздействие антропогенного фактора может проявляться до глубины несколько тысяч метров. В определенных условиях на режим подземных вод верхних водоносных горизонтов весьма резко выраженное воздействие могут оказывать и *факторы эндогенной группы* (землетрясения, современный вулканизм и др.).

По характеру изучаемых (наблюдаемых) показателей различают три основных типа режима подземных вод: гидроди-

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

Наблюдения за режимом подземных вод осуществляются на естественных водопроявлениях (при выходе подземных вод на поверхность Земли) или в искусственных горных выработках, вскрывающих подземные воды. Проводятся наблюдения 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.

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

10.2. Баланс подземных вод

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

$$\sum_{1}^{n}(Q_J \Delta t) \pm \Delta V = 0, \qquad (10.1)$$

где $Q_J \Delta t$ – сумма приходных и расходных статей водного баланса элемента; Δt – длительность расчетного периода, сут, год и др.; «±» – приток или отток подземных вод, м^3/сут, км^3/год и т.д.; ΔV – изменение объема запасов подземных вод, м^3, км^3.

Приток (+) подземных вод к рассматриваемому элементу – поступление, пополнение запасов, приходные статьи водного баланса – называется ***питанием подземных вод***, отток (−) – сработка запасов, расходные статьи баланса – ***разгрузкой 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.

10.2.1. Режим и баланс уровня грунтовых вод

В соответствии с уравнением (10.1) водный баланс любого элемента (участка) грунтового водоносного горизонта может быть представлен в следующем виде:

$$W + \mathrm{K} + Q_{\text{пов}} + Q_{\text{н}} + W_{\text{и}} + Q_{\text{гр}} - \mathrm{P}_{\text{п}} - $$

$$- Z - Q_{\text{н}} - \mathrm{P}_{\text{и}} - Q_{\text{гр}} = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} F, \qquad (10.2)$$

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; $\mathrm{P}_{\text{п}}$ – разгрузка грунтовых вод на поверхность; Z – разгрузка суммарным испарением; $Q_{\text{н}}$ – перетекание в нижележащий водоносный горизонт; $\mathrm{P}_{\text{н}}$ – искусственная разгрузка; $-Q_{\text{гр}}$ – отток грунтовых вод в смежный элемент потока (все элементы уравнения могут быть выражены в единицах расхода ($м^3$/сут, $м^3$/год и т.д.) или слоя воды, рассчитанного на площадь участка (мм/год, мм/сут и т.д.)); μ – гравитационная емкость водовмещающих пород (недостаток насыщения при подъеме или водоотдача при понижении уровня грунтовых вод) ; 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 (10.2) является сложной, поэтому балансовые оценки обычно проводятся для участков или периодов года, в пределах которых отдельные элементы водного баланса грунтового горизонта равны нулю (например, $Q_{\text{пов}} = 0$; $Z = 0$ и т.д.), или по упрощенным зависимостям вида

$$W_{\text{п}} - \text{Р} \pm Q_{\text{н}} \pm \Delta Q_{\text{гр}} - Q_{\text{э}} = \mu \Delta HF, \qquad (10.3)$$

где $W_{\text{п}} = (W + \text{К} + Q_{\text{пов}} + W_{\text{и}})$ – суммарное питание грунтовых вод с поверхности; $\text{Р} = (Z + \text{Р}_{\text{п}})$ – 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 (рис. 20).

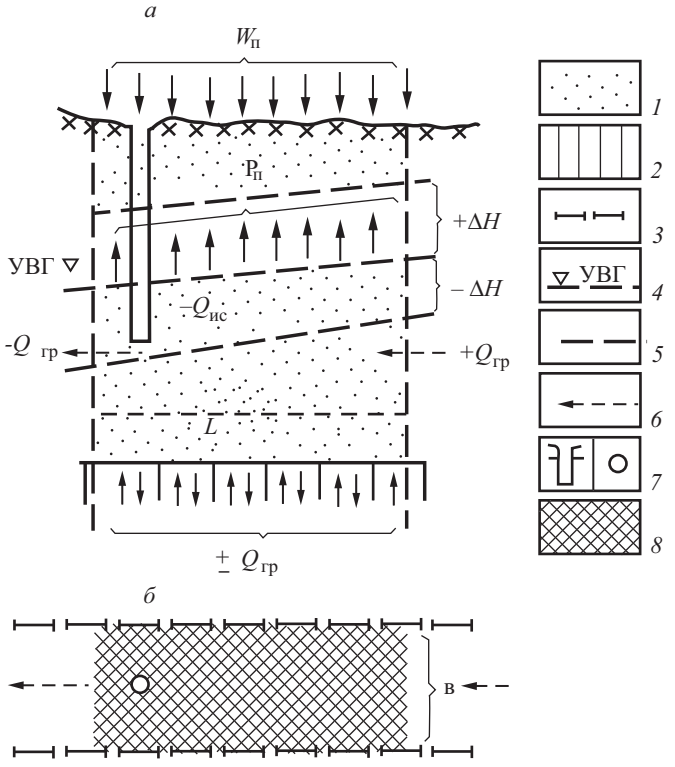


Рис. 20. Схема формирования водного баланса элемента грунтового водоносного горизонта:

а – в разрезе; *б* – в плане; *1* – проницаемые (водоносные) породы; *2* – слабопроницаемые породы (подошва 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. 20, 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 (10.3) $\pm\mu\Delta HF = \Delta V$ 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 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.

Изменения 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. Однако в каждом конкретном случае эти общие закономерности проявляются поразному. 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 уве-

личением 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 можно представить исходя из принципов районирования территории 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 внутригодовое распределение, среднегодовые температуры воздуха, их изменение от сезона к сезону и др.

В пределах территории России в целом выделено три типа провинций (Ковалевский, 1983) (рис. 21):

- кратковременного летнего питания грунтовых вод и их промерзания в зимний период (область распространения многолетнемерзлых пород) (рис. 21, *а*);
- сезонного весенне-летнего питания на территориях с зимним промерзанием зоны аэрации, для которой характерны весенний (период снеготаяния) и осенний максимумы и летне-

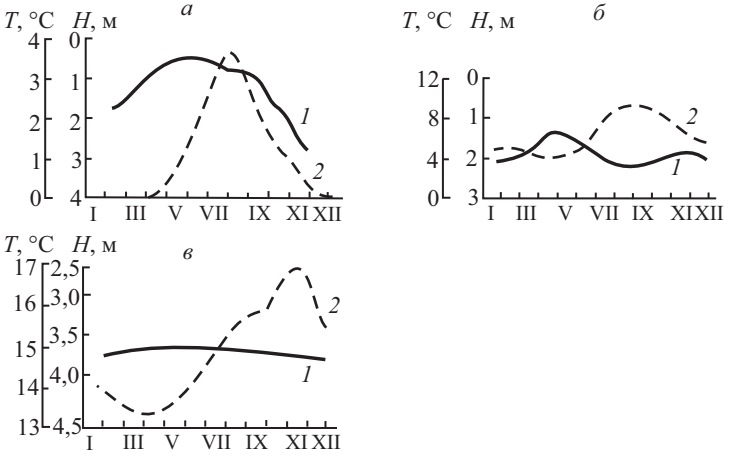


Рис. 21. Типичные графики колебания уровня (глубины залегания) (*1*) и температуры (*2*) грунтовых вод (по В.С. Ковалевскому):

а – провинции кратковременного питания; *б* – провинции сезонного питания; *в* – провинции круглогодичного питания (I–XII месяцы)

осенний и предвесенний минимумы уровня грунтовых вод (большая часть территории России) (рис. 21, *б*). Летние дождевые осадки расходуются в основном на испарение. Минимальные уровни грунтовых вод наблюдаются в предвесеннее время. Необходимо отметить важную закономерность: *чем больше толщина зоны аэрации и чем грунты менее водопроницаемы в этой зоне*, *тем на более поздние сроки сдвигаются максимальные уровни грунтовых вод*;

- круглогодичного, преимущественно 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 (южные и западные районы России) (рис. 21, *в*).

В каждой провинции по степени увлажнения выделяются три зоны: *обильного* ($K_у > 1$), *умеренного* ($K_у = 0{,}5–1{,}3$) и *скудного* ($K_у < 0{,}5$) питания грунтовых вод:

$$K_у = \left(1 - K_п\right)\frac{X}{Z_0}, \qquad (10.4)$$

где $K_у$ – коэффициент увлажнения; $K_п$ – коэффициент поверхностного стока, доли единицы; X – годовая сумма осадков, мм; Z_0 – испаряемость, мм/год.

Соотношения 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 гидродинамического режима грунтовых вод в решающей степени зависят от условий дренирования. Это 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/км^2, дренированные – 150–200 м и 0,4–0,9 км/км^2 и сильнодренированные – более 200 м и более 1 км/км^2.

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 степе-

ни обусловливает особенности гидродинамического режима грунтовых вод. В значительной мере дренированность территории определяет также интенсивность процессов поверхностного стока, что обусловливает 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.

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. 22).

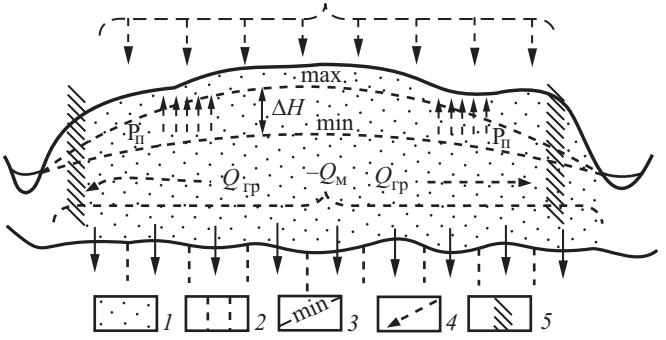


Рис. 22. Схема формирования междуречного режима грунтовых вод:

1 – проницаемые (водоносные) породы; *2* – слабопроницаемые породы; *3* – положение уровня грунтовых вод в периоды интенсивного питания (max) и отсутствия питания (min); *4* – направления движения грунтовых вод; *5* – примерные границы области с междуречным типом режима

10.2.2. Режим температуры грунтовых вод

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 ниже поверхности Земли могут быть выделены последовательно: зона суточных колебаний температуры, годовых, многолетних колебаний; 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 нисходящими потоками подземных вод. По данным В.С. Ковалевского, распространение колебаний температур на глубину происходит практически без изменения периода колебаний (суточный, годовой, многолетний). Период времени между минимумами и максимумами температуры 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 температуры грунтовых вод (геотермический режим грунтового водоносного горизонта) связаны, как правило, с 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 °С 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 °С и более (В.С. Ковалев-

ский). Глубины проявления годовых колебаний температуры грунтовых вод в зависимости от строения разреза и климатических условий местности достигают 20–40 м. Положение зоны с постоянной температурой грунтовых вод наиболее высоко у экватора (всего несколько метров), что объясняется небольшой величиной сезонных колебаний температуры воздуха на поверхности Земли (до 10–15 °С), наиболее глубоко (до 41 м) зона постоянной температуры расположена в условиях резко континентального климата.

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 вызывать резкие увеличения глубин проявления суточных и годовых колебаний температуры грунтовых вод. Так, по данным Н.М. Фролова, заметные (около 0,2 °С) суточные колебания температуры грунтовых вод в районе Алма-Аты отмечались на глубине 37,5 м; менее выраженные (0,1–0,07 °С) годовые колебания температуры подземных вод – на глубинах до 1200 м (Крым).

Таким образом, гидродинамический режим грунтовых вод (виды и величины питания, их распределение во времени и т.д.) определяют особенности формирования геотермического режима и в значительной мере формирование химического состава грунтовых вод и их гидрогеохимический режим.

10.2.3. Гидрогеохимический режим грунтовых вод

Гидрохимический режим грунтовых вод (изменение их минерализации и химического состава) связан с водным режимом, а также с характером питания и разгрузки грунтовых вод. Наиболее важное значение имеют разбавление грунтовых вод пресными дождевыми и талыми водами и интенсивность испарения воды.

В периоды формирования интенсивного атмосферного питания и соответственно подъема уровня грунтовых вод за счет поступления менее минерализованных вод (минерализация ат-

мосферных 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 связано с фильтрацией в грунтовой водоносный горизонт 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) растворенных 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 изменения содержания основных компонентов химического состава подземных вод (HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, 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 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^-, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2+}, увеличения 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 изменению состава 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.

10.2.4. Режим межпластовых вод

Режим межпластовых вод в сравнении с режимом грунтовых является значительно более стабильным. Действие экзогенных режимообразующих факторов относительно заметно проявляется только на участках открытых выходов водоносных пластов или в верхнем горизонте на участках интенсивной связи с грунтовыми водами. С удалением от участков выхода пластов на поверхность и увеличением глубины залегания водоносных горизонтов влияние экзогенных режимообразующих факторов практически не проявляется.

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 водоносных горизонтов в разрезе в значительной мере определяется изменением положения уровней грунтовых

вод (см. рис. 18), 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. Как правило, на глубинах 100–150 м и более для режима межпластовых водоносных горизонтов характерны только слабовыраженные 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 (Дюнин, 2001; др.) 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.).

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы задачи изучения режима и баланса подземных вод?
2. В чем состоят основные режимообразующие факторы и основные типы режима подземных вод?
3. Какими основными составляющими представлено уравнение водного баланса элемента подземной гидросферы?
4. В чем заключаются особенности геотемпературного (гидрохимического) режима грунтовых вод?
5. Каковы особенности режима межпластовых вод?

11. Подземный сток и методы его определения

11.1. Понятие о подземном стоке и его основные параметры

Подземный сток – перемещение гравитационных подземных вод в зоне полного насыщения под действием гидравлического напора или силы тяжести, происходящее в процессе круговорота влаги в природе (гидрологическая ветвь подземного круговорота воды). Численно подземный сток может быть охарактеризован расходом подземных вод (приток подземных вод к границам рассматриваемого элемента или отток через границы, м^3/сут, км^3/год и др.), а также удельными характеристиками (*линейным*, *площадным* или *объемным* модулем подземного стока):

$$M_L = \frac{Q}{L},\ M_{\text{п}} = \frac{Q}{F},\ M_V = \frac{Q}{V}, \qquad (11.1)$$

где M_L – линейный модуль подземного стока, характеризующий расход потока на 1 км линейной границы расчетного района (участка), л/с · км; $M_{\text{п}}$ – площадной модуль подземного стока – расход на 1 км^2 площади расчетного района, л/с · км^2; M_V – объемный модуль подземного стока – расход подземных вод на 1 км^3 рассматриваемого элемента литосферы, л/с · км^3; L – длина линейной границы, км; F – площадь расчетного элемента (района), км^2; V – объем элемента подземной гидросферы, км^3.

Выражения в модульной форме, особенно в виде площадного модуля ($M_{\text{п}}$), удобны при необходимости сравнения распределения величин подземного стока на площади двух или нескольких районов.

Площадная характеристика подземного стока может быть выражена также *слоем подземного стока*, представляющим собой слой воды (мм) на всю площадь рассматриваемого расчетного элемента (района) за определенный период времени. Площадной модуль $M_{\text{п}}$, л/с · км^2, и годовой слой $Y_{\text{п}}$, мм/год, подземного стока связаны между собой соотношением

$$Y_{\text{п}} = 31{,}5M_{\text{п}}, \qquad (11.2)$$

где 31,5 – коэффициент, учитывающий размерность величин.

Подземный сток может быть выражен также относительной характеристикой – *коэффициентом подземного стока*:

$$K_{\text{п}} = \frac{Y_{\text{п}}}{x} \cdot 100\%, \qquad (11.3)$$

где x – годовая сумма атмосферных осадков, мм/год.

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

Интенсивность подземного стока в любом элементе подземной гидросферы может быть охарактеризована также сроком водообмена и коэффициентом водообмена (Г.Н. Каменский). *Срок водообмена* τ рассчитывается как отношение геологических запасов подземных вод рассматриваемого элемента подземной гидросферы (объем воды – $V_{\text{в}}$, м^3, км^3) к суммарному расходу Q (суммарный приток к границам расчетного элемента или суммарный отток через границы, м^3/год, км^3/год):

$$\tau = \frac{V_{\text{в}}}{Q} \text{ (год)} \qquad (11.4)$$

и характеризует длительность периода (число лет), за время которого может произойти полное возобновление (полный однократный водообмен – один цикл водообмена) объема геологических запасов подземных вод рассматриваемого элемента подземной гидросферы за счет притока подземных вод к его границам.

Коэффициент водообмена K_{τ} выражается отношением

$$K_{\tau} = \frac{Q}{V_{\text{в}}} \left(\frac{1}{\text{год}}\right) \qquad (11.5)$$

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.

11.2. Потоки подземных вод

При анализе закономерностей движения подземных вод подземная часть гидросферы планеты рассматривается как сложная система (совокупность) в различной степени взаимосвязанных потоков подземных вод (см. § 2). Представление о потоках подземных вод рассмотрено Г.Н. Каменским, Н.И. Ход-

жибаевым и особенно подробно В.М. Шестаковым (1979). Под **потоком подземных вод** понимается ограниченный естественными границами элемент подземной гидросферы с единым направлением (едиными направлениями) движения подземных вод.

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. § 6.2).

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.

Гидродинамическая сетка потока подземных вод. При наличии в пределах рассматриваемого потока определенного количества точек с известными значениями пьезометрического напора (рис. 23) эти точки (или промежуточные, определяемые путем интерполяции) могут быть соединены плавными кривыми линиями – *линиями равного напора* (H = 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 ***гидродинамическую сетку потока под-***

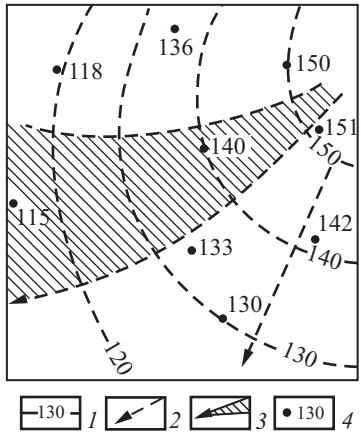


Рис. 23. Гидродинамическая сетка потока подземных вод:

1 – линии равного напора; *2* – линии токов; *3* – лента тока; *4* – точки с измеренной величиной напора (*H*) подземных вод

земных вод. Участок сетки, ограниченный двумя соседними линиями тока, называется *лентой тока.*

Ячейка, образованная при пересечении двух линий токов с двумя линиями равного напора, называется *элементом* гидродинамической сетки.

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

- линии токов проводятся нормально к линиям равных напоров так, чтобы образующиеся ячейки (элементы сетки) являлись в общем случае криволинейными квадратами или прямоугольниками;
- линии равного напора проводятся через одинаковые интервалы напора (ΔH), которые выбираются произвольно согласно зависимости $H^0 = \alpha\Delta H$, где $H^0 = H_{min}$ (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)

$$V = K_j \frac{(H_1 - H_2)}{\Delta L} = K_j I_j; \qquad (11.1)$$

$$Q = b_j m_j \frac{(H_1 - H_2)}{\Delta L} = b_j m_j K_j I_j, \qquad (11.2)$$

где b_j – ширина элемента или ленты тока, м; m_j – мощность потока в пределах рассматриваемого элемента сетки или ленты тока, м.

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 трем координатам. Более простыми по структуре являются *двухмерные* (*плоские*) потоки, для которых принимается, что деформация гидродинамической сетки происходит в основном по двум пространственным координатам. При этом поток, рассматриваемый в разрезе, называется профильным (плосковертикальным), а поток, рассматриваемый в плане, – плановым (плоскоплановым). В том случае, если линии токов (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 сходящимся, радиально расходящимся).

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. *Квазистационарные* – потоки, в которых во всех точках потока изменение напоров подземных вод за рассматриваемый период (Δt) происходит с одним знаком и на одну и ту же величину, 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.

11.3. Взаимодействие поверхностных и подземных вод. Роль подземных вод в питании рек

Взаимодействие поверхностных и подземных вод играет очень важную роль в гидрологических процессах на планете. Основу этого взаимодействия составляет обмен поверхностных (океаны, моря, реки, озера, водохранилища, каналы) и подземных вод (напорных и безнапорных) водой, теплотой, растворенными в воде веществами. Обмен подземных вод и вод океанов и морей еще недостаточно изучен. Более детально исследовано взаимодействие подземных вод и водных объектов суши (Б.И. Куделин, О.В. Попов).

Выделяют три типа взаимодействия речных и грунтовых вод: ***при наличии постоянной гидравлической связи, при наличии временной гидравлической связи*** и ***при отсутствии гидравлической связи***. Первый тип включает два подтипа: взаимодействие при наличии одно- и двусторонней постоянной гидравлической связи. Характер связи речных и грунтовых вод зависит от соотношения высоты стояния уровня в реке в половодье и межень, с одной стороны, и положения кровли водоупорного пласта (водоупора) и уровня находящихся над ним грунтовых вод – с другой (рис. 24).

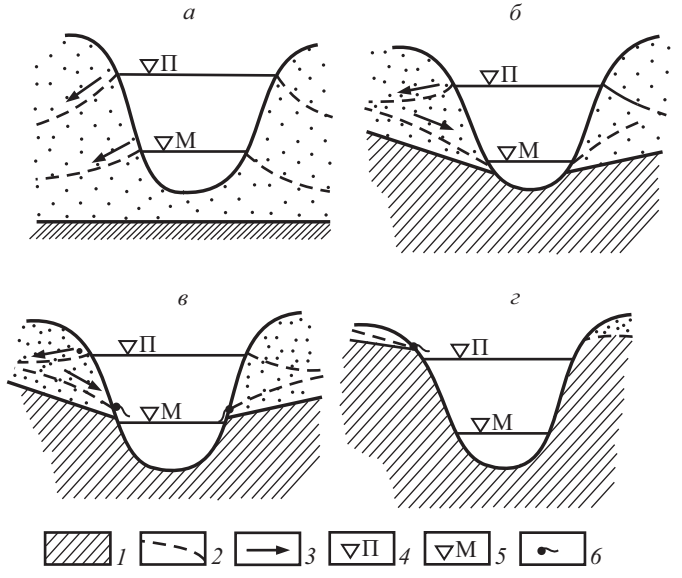


Рис. 24. Схема взаимодействия речных и грунтовых вод (Гидрогеология, 2007):

а – постоянная односторонняя гидравлическая связь (река в течение всего года питает грунтовые воды); *б* – постоянная двусторонняя гидравлическая связь (река питает грунтовые воды в половодье и дренирует их в межень); *в* – временная гидравлическая связь; *г* – отсутствие гидравлической связи; *1* – водоупорный пласт; *2* – уровень грунтовых вод; *3* – направление движения грунтовых вод; *4* – уровень воды в реке в половодье; *5* – уровень воды в реке в межень; *6* – источники (родники)

При очень низком положении водоупора и уровня грунтовых вод река в течение всего года через берега и дно питает подрусловые и прибрежные грунтовые воды (рис. 24, *а*), т.е. постоянно теряет воду на питание грунтовых вод. Это явление особенно характерно для закарстованных пород или крупнопористых грунтов в аридных и горных районах. Гидрогеологи называют этот вид взаимодействия речных и грунтовых вод подпертой фильтрацией (Всеволожский, 1991). Кроме того, иногда выделяют случай, когда основной водоупор находится очень глубоко, а русло реки подстилают слабоводопроницаемые породы. При этом фильтрация речных вод происходит практически вертикально вниз, обходя область слабоводопроницаемых пород (свободная фильтрация по Всеволожскому, 1991).

При более высоком положении водоупора река питает грунтовые воды лишь в половодье; в межень река, наоборот, дренирует грунтовые воды и ими питается (рис. 24, *б*). На спаде половодья и в межень часть накопленной в грунте воды возвращается в русло реки. Такое явление называется *береговым регулированием речного стока* или *периодическим питанием подземных вод* (Всеволожский, 1991).

При еще более высоком положении водоупора река, так же как и в предыдущем случае, в половодье питает грунтовые воды, а в межень грунтовые воды питают реку. Однако в межень происходит разрыв кривой депрессии грунтовых вод и понизившегося уровня в реке – на склонах русла возникают *мочажины* и начинают действовать *родники* или *ключи* (рис. 24, *в*), дебиты которых не зависят от изменения уровня воды в реке.

Наконец, при очень высоком положении водоупора как в половодье, так и в межень грунтовые воды и река не имеют между собой гидравлической связи (рис. 24, *г*).

Таким образом, характер и величина подземного питания рек (и озер) зависят от гидрогеологического строения прилегающей к водному объекту территории и от режима уровней воды в водном объекте.

В целом же подземные воды являются одним из важнейших видов питания рек. По водно-балансовым оценкам для всего земного шара на долю подземного питания рек приходится около 30% речного стока. При величине речного стока, поступающего в океан, 41,7 тыс. км^3 в год на долю подземного питания приходится, таким образом, 12,5 тыс. км^3 воды в год. Важно также отметить, что роль подземного питания в режиме рек особенно возрастает в межень, когда питание других видов (талое, дождевое) существенно сокращается или вовсе прекращается.

С деятельностью подземных вод на поверхности речного бассейна и в грунтах верхней части земной коры связаны специфические физико-географические явления: оползни, суффозия, карст, заболачивание, мерзлотно-гидрогеологические процессы.

Оползни представляют собой смещения вниз по склону масс рыхлой породы под действием силы тяжести, особенно при насыщении рыхлого материала водой и при чередовании водоупорных и водоносных слоев. Если вниз по склону смещается маломощный слой почвы или грунта, насыщенный талы-

ми или грунтовыми водами, то такое явление называют *оплывиной.*

Суффозией принято называть вынос взвешенных веществ потоками грунтовых вод. Суффозия ведет к образованию подземных пустот и последующему оседанию вышележащих осадочных толщ с формированием на поверхности замкнутых понижений – блюдец, воронок, западин.

Карст – природное явление, связанное с растворением водами (как поверхностными, так и подземными) горных пород, а также комплекс форм рельефа, образующихся в областях распространения растворимых пород (известняков, доломитов, гипсов, каменной соли и др.). К карстовому рельефу относятся как отрицательные поверхностные формы – поноры, воронки, котловины, колодцы, так и подземные формы – пещеры, полости, ходы.

К числу ***мерзлотно-гидрогеологических явлений*** относятся бугры пучения, наледи, термокарст, термоэрозия и термоабразия. *Бугры пучения* – это выпуклые формы рельефа, возникающие в области многолетнемерзлых или сезонномерзлых пород в результате ледообразования в грунтах. К буграм пучения относят, например, булгунняхи (пинго) и гидролакколиты.

Наледи подземных вод – это массивы льда, образующиеся при намораживании излившихся на поверхность Земли грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород различают наледи надмерзлотных, подмерзлотных и межмерзлотных вод, а в области сезонномерзлых или кратковременномерзлых пород – так называемые ключевые и грунтовые наледи. Наиболее крупные наледи занимают десятки квадратных километров при толщине льда до 12 м.

Термокарст – образование просадочных форм рельефа в результате вытаивания подземного льда или оттаивания мерзлого грунта. *Термоэрозия* – разрушение мерзлых пород на берегах рек при тепловом воздействии текущих вод. *Термоабразия* – процесс разрушения берегов морей, озер, водохранилищ, сложенных льдом или многолетнемерзлыми грунтами, с участием термического воздействия воды и воздуха.

Интересным и важным проявлением воздействия подземных вод на ландшафты являются источники (родники) – места естественной разгрузки грунтовых вод на земную поверхность. Типы естественной разгрузки грунтовых вод рассмотрены в § 7.2.

Вопросы для самоконтроля

1. Что понимается под подземным стоком?
2. Какими основными параметрами характеризуется подземный сток (дать определение)?

Что представляет собой гидродинамическая сетка потока подземных вод? Какие типы потоков подземных вод по структуре и режиму можно выделить?

3. При каких условиях гидравлическая связь между подземными и поверхностными водами отсутствует, когда она постоянная и когда временная?
4. Какие явления связаны с деятельностью подземных вод?

12. Гидрогеологические структуры и гидрогеологическое районирование

12.1. Принципы гидрогеологического районирования

Региональная гидрогеология (лат. regionalis – относящийся к региону, области) – раздел гидрогеологической науки, изучающий закономерности распространения и формирования, а также проблемы использования подземных вод в пределах конкретных территорий, выделенных в соответствии с определенным принципом (континенты, геологические структуры, административные единицы и др.). Основой региональной гидрогеологии является представление о гидрогеологическом районе (регионе). **Гидрогеологический район** – элемент подземной гидросферы (трехмерное пространство), ограниченный естественными гидрогеологическими границами разного типа, с едиными условиями формирования подземных вод.

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 работ обычно используется ряд таксономических единиц: участок, район, область, провинция и пр. (от мелких к более крупным).

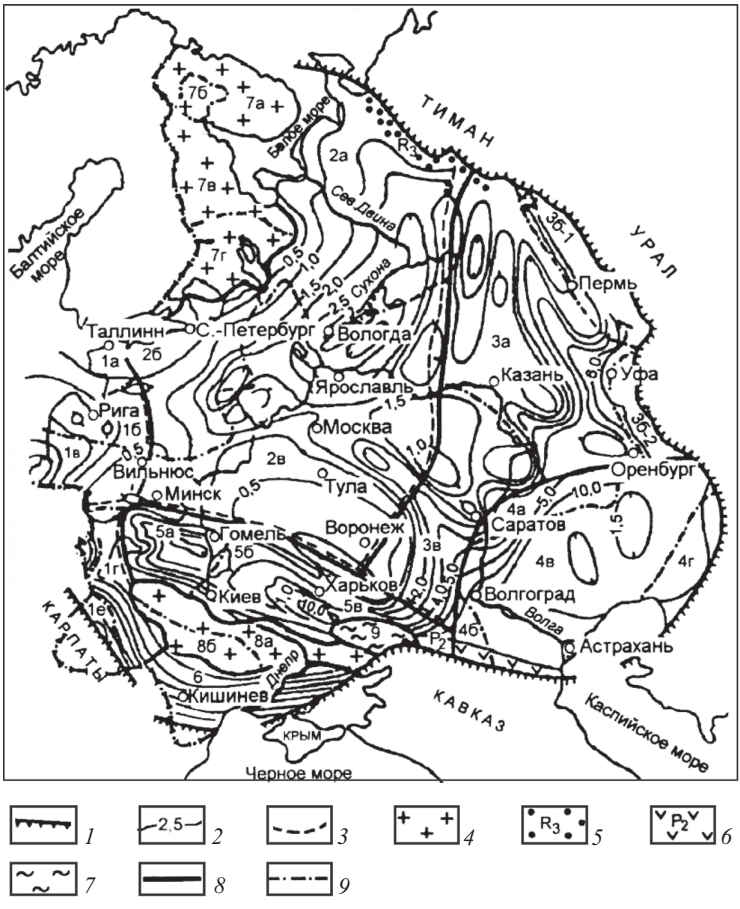
По своему целевому назначению гидрогеологическое районирование подразделяется на *общее*, при котором производится выделение естественно-исторических гидрогеологических

районов, и *специальное* (*специализированное*), ориентированное на решение определенного круга главным 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.К. Зайцевым, Н.И. Толстихиным (1963, 1971), Г.Н. Каменским (1957), А.М. Овчинниковым (1952), Е.В. Пиннекером (1966) и др. В соответствии с этим принципом в качестве гидрогеологического района выделяется определенный *структурно-геологический элемент земной коры* (несколько структурных элементов), а в качестве границ гидрогеологических районов рассматриваются различные типы *структурно-тектонических границ.*

Несмотря на некоторые различия (И.К. Зайцев, Г.Н. Каменский, Б.И. Куделин, НА. Маринов, Н.И. Толстихин и др.) при использовании принципа структурно-гидрогеологического районирования, всегда обосновывается необходимость выделения трех основных типов структурно-гидрогеологических районов I порядка (Каменский, 1957): *гидрогеологические массивы*, представляющие собой поднятия платформенного типа с выходом на поверхность древних образований кристаллического фундамента (щиты, массивы, кряжи); *артезианские бассейны платформенного типа* (синеклизы, краевые прогибы и др.) или *артезианские области*, выделяемые в границах крупных структурных элементов платформ – плит; *складчатые области* внутриплатформенного или геосинклинального типа (рис. 25).

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. Таким образом, гидрогеологический район, выделенный в соответствии со структурным принципом, практически никогда не может рассматриваться в качестве изолированного балансово-гидродинамического элемента подземной гидросферы, что неудобно при проведении ряда гидрогеологических исследований. В связи с этим (Б.И. Куделин, Н.А. Маринов, Б.К Терлецкий и др.) общее гидрогеологическое районирование часто проводится также на основе использования ***гидрологического***



1 *2* *3* *4* *5* *6* *7* *8* *9*

Рис. 25. Схема рельефа структур фундамента и гидрогеологического районирования Восточно-Европейской платформы (по Б.Н. Архангельскому с упрощениями):

1 – граница Восточно-Европейской платформенной области (Тектоническая карта Евразии, 1966); *2* – изолинии поверхности фундамента (сечение 0,5 км, в отдельных местах 1 км и более); *3* – главные «водоразделы» на поверхности фундамента; *4* – дорифейские кристаллические щиты; *5* – рифейский складчатый фундамент Притиманья; *6* – палеозойский складчатый фундамент Скифской плиты (вал Карпинского); *7* – складчатая область Донбасса; *8* – границы гидрогеологических районов первого порядка; *9* – границы гидрогеологических районов второго порядка; *гидрогеологические бассейны*: 1 – Балтийско-Польский; 2 – Средне-Русский; 3 – Восточно-Русский; 4 – Прикаспийский; 5 – Днепровско-Донецкий; 6 – Причерноморский; *бассейны трещинных вод*: 7 – Балтийский; 8 – Украинский; 9 – Донецкий

(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 в этом случае являются основные (континентальные, региональные) водоразделы потоков подземных вод и, реже, дрены.

К основным факторам гидрогеологического районирования относятся: *физико-географические* (рельеф, климат, почвенно-растительный покров, гидрография); *гидрологические*; *геологические* (стратиграфия, возраст и генезис водовмещающих и водоупорных пород, их состав и растворимость; геологическая структура территории; тектоника и неотектоника; сейсмичность и вулканизм; системы водоносных трещин, в том числе и крупные зоны водоносных разломов); *геоморфологические* (поднятия – антиклинальные складки и горсты, выраженные в рельефе, и опускания – котловины, синклинальные складки и грабены, выраженные в рельефе); *гидрогеологические* (тип водоносности пород; площадь распространения, глубина залегания и мощность водоносных зон и горизонтов, водоупорных толщ и комплексов; характер стока подземных вод; области питания, поглощения и разгрузки подземных вод, их режим и ресурсы; физические и химические свойства подземных вод; распределение твердой, жидкой и парообразной фаз подземных вод по площади и глубине; гидродинамическая, гидротермическая, гидрохимическая зональность и поясность); *народнохозяйственные* (размещение основных водоносных горизонтов и трещинных зон, пригодных для практического использования в различных целях; санитарно-гидрогеологическое районирование; биология и биохимия вод; округи охраны подземных вод и т.п.). В основу гидрогеологического районирования может быть положен тот или иной фактор, то или иное их сочетание. Это прежде всего зависит от целей и задач гидрогеологических исследований, именно они определяют детальность исследований, масштаб составляемых гидрогеологических карт и степень детальности гидрогеологического районирования и описания подземных вод.

По мере развития региональной гидрогеологии наметились два основных направления гидрогеологического районирования. Одно предусматривает раздельное районирование глубин-

ных напорных и грунтовых вод и может быть названо аналитическим, поскольку сопровождается анализом и расчленением гидрогеологического разреза на верхнюю (грунтовые воды), среднюю (напорные воды) и нижнюю (глубинные воды) части. Другое направление появилось при гидрогеологическом районировании – оно объединяет грунтовые, напорные и глубинные воды в одно целое. Его можно называть синтетическим. Эти направления успешно развиваются и достаточно хорошо обоснованы.

Комплексное структурно-гидрогеологическое районирование основано на учете всего комплекса естественно-исторических факторов формирования – физико-географических, геологических, геоморфологических, гидрогеологических. Оно объединяет все воды района – поверхностные, грунтовые, напорные, трещинно-жильные, глубинные. В этом и его преимущество перед раздельным районированием подземных вод, и трудности.

Решающими факторами размещения подземных вод являются геологические и физико-географические: геологические определяют размещение и строение гидрогеологических структур, а физико-географические – особенности жизни подземных вод каждой гидрогеологической структуры в отдельности.

Проекция гидрогеологической структуры на поверхность Земли определяет положение гидрогеологического района в пространстве. В настоящее время выделяется несколько основных типов гидрогеологических структур первого порядка, каждая из которых состоит из структур второго порядка (см. выше). Правильное выделение гидрогеологических структур позволяет обоснованно проводить гидрогеологическое районирование и выявлять закономерности пространственного размещения подземных вод и их региональных ресурсов, а также зональность и поясность вод.

Для региональной гидрогеологии важное значение имеет классификация подземных вод по характеру их скоплений, разработанная И.К. Зайцевым (1961) и в дальнейшем дополненная и усовершенствованная Н.И. Толстихиным и В.А. Кирюхиным. Данная классификация позволяет учитывать особенности распределения, залегания и динамики подземных вод, литификации пород, их скважности. Авторами выделены три типа вод (табл. 12). В пределах типа пластовых вод, обычно развитых в осадочных породах, различают пять классов вод. В типе тре-

щинно-жильных вод, распространенных преимущественно в метаморфических и интрузивных породах, рассматриваются четыре класса вод. В типе лавовых вод, встречающихся в эффузивных породах, выделяют три класса вод. Каждому типу вод присвоен индекс, а классу – номер.

Таблица 12

Классификация скоплений подземных вод

Типы	Индекс типа	Классы	Номер класса
Пластовые	П	Поровые	1
		Трещинно-поровые	2
		Порово-трещинные	3
		Трещинные	4
		Трещинно-карстовые	5
Трещинно-жильные	Т	Регионально-трещинные воды:	
		зон выветривания	6
		зон тектонической и литогенетической трещиноватости	7
		Карстово-жильные	8
		Локально-трещинные воды зон тектонических нарушений	9
Лавовые	Л	Верхнелавовые	10
		Межлавовые	11
		Внутрилавовые	12

К структурам первого порядка относятся гидрогеологические массивы, гидрогеологические бассейны и вулканогенные бассейны. Напомним, что *гидрогеологический массив* представляет собой выход пород фундамента на поверхность и может быть прикрыт четвертичными отложениями. Для него характерно развитие разнообразных трещинных вод, образующих систему бассейна стока подземных вод, нередко тесно связанных с грунтовыми водами четвертичных отложений. *Гидрогеологический бассейн*, состоящий из фундамента и залегающего на нем платформенного чехла, отличается преимущественным распространением разнообразных пластовых вод – артезианских и грунтовых – в чехле, трещинных вод – в фундаменте. *Вулканогенный бассейн* образован вулканогенными породами и характеризуется распространением трещинных и лавовых вод.

12.2. Гидрогеологические массивы

Гидрогеологические массивы 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. 26).

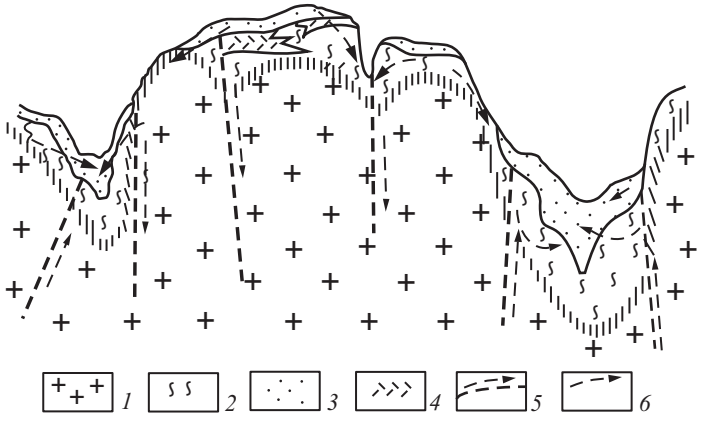


Рис. 26. Схема строения гидрогеологического массива (Всеволожский, 2007):

1 – древние кристаллические породы; *2* – зона экзогенной трещиноватости; *3* – рыхлые или слабосцементированные осадочные отложения; *4* – образования коры выветривания; *5* – возможные направления потоков трещинно-жильных 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:

- древний сравнительно выровненный, в ряде случаев низко- и среднегорный рельеф с относительно глубокой и резко выраженной эрозионной расчлененностью;

● 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;

● типичное блоковое строение с резко выраженными тектоническими границами блоков (зоны тектонических нарушений), в ряде случаев с достаточно четким проявлением новейших и современных тектонических движений. При этом характер тектонических движений (знак, амплитуды) для отдельных блоков массива может существенно различаться;

● распространение мощных толщ древних кристаллических магматических или метаморфических пород: интрузивные породы различного состава, гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты и др.;

● преимущественное распространение трещинных типов подземных вод, связанных с региональными или локальными (линейно-локальными) зонами трещиноватости кристаллических пород.

Основной тип подземных вод – ***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 в основном в пределах всей площади массива. Мощность водоносного горизонта в зависимости от строения верхней части разреза изменяется от нескольких до 60–100 м и более (Бабинец, 1961). Как правило, минимальные мощности характерны для существенно глинистых пород (сланцы, филлиты и др.), максимальные – для крепких скальных пород (гнейсы, кварциты и др.). Общей закономерностью является уменьшение проницаемости пород с увеличением глубины залегания и увеличение проницаемости в зонах тектонических нарушений, омоложенных новейшими движениями, и тектонических контактов.

Воды – грунтовые со свободной поверхностью. Глубина залегания грунтовых вод тесно связана с рельефом территории и изменяется от нескольких метров на пониженных участках до 20–50 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), распро-

странены подземные воды с местным напором. В депрессиях поверхности кристаллических пород, в эрозионных понижениях и на склонах массивов при наличии в верхней части разреза слабопроницаемых отложений (валунные суглинки, озерные или морские глины и др.) скважины нередко вскрывают напорные самоизливающиеся воды.

В крупных тектонических депрессиях (погруженных блоках массива) при значительной (150–200 м и более) толще слоистых осадочных пород может формироваться система относительно изолированных водоносных горизонтов межпластовых вод. В некоторых случаях 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. § 12.3).

Движение подземных вод в гидрогеологических массивах во всех случаях направлено от центральных частей междуречных пространств к дренирующим эрозионным понижениям. Гидродинамическими границами потоков являются поверхностные водоразделы и дрены (см. рис. 26).

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 при развитии процессов испарения и наличии частично засоленных рыхлых отложений непосредственно с верхней зоной массивов могут быть связаны сульфатные и хлоридные (SO_4–C1) воды с минерализацией до 10–15 г/л и более.

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 преде-

лах 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. Минерализация «жильных» вод обычно не превышает 300–500 мг/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый (Ca–Mg). Относительно более высокая минерализация, хлоридный (SO_4–C1 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 вскрыты 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 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 изменялась от 1,0–3,7 г/л (463–610 м), 24–51 г/л (900–1350 м) до 150 г/л (4500 м) и предположительно до 300 г/л и более (9–10 км). Состав трещинных вод – от хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого Cl–Ca (Mg, Na) (Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентной коры с помощью бурения Кольской сверхглубинной скважины / под ред. Е.А. Козловского, 1984). Аналогичные воды с минерализацией более 1,0–3,0 г/л на глубинах около 1000 м и более были встречены в кристаллических породах Украинского массива, Канадского щита и в ряде других районов.

12.3. Артезианские бассейны платформенного типа, их структура и строение

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, преимуще-

ственно 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 обусловливает существенно различные условия формирования артезианских вод в бассейнах разного типа.

Артезианские бассейны платформенного типа – 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 геологического разреза, определяющих основные условия залегания и региональную динамику подземных вод (рис. 27).

Артезианские бассейны являются основными структурно-гидрогеологическими элементами континентальных платформ, занимая практически все площади сплошного распространения отложений осадочного чехла. На периферии платформ площади со сплошным распространением отложений осадочного чехла выходят за пределы собственно платформы в область передовых прогибов смежной геосинклинальной системы.

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.

Кроме выделения собственно *водоносных элементов* (горизонт, комплекс 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. Имен-

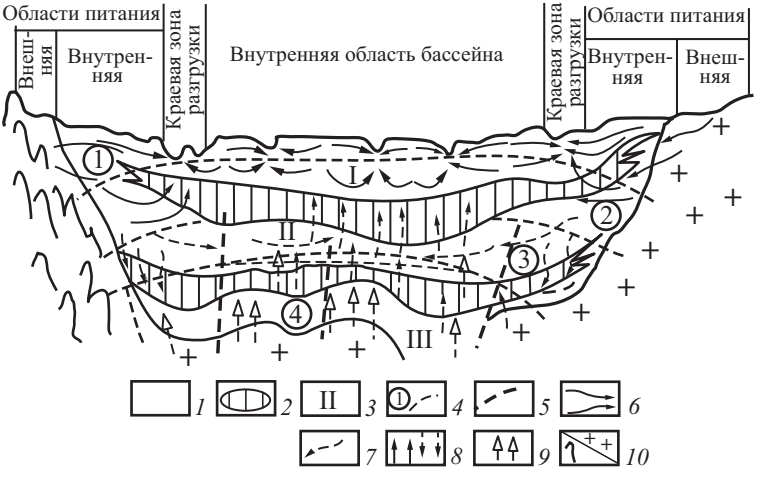


Рис. 27. Принципиальная гидродинамическая схема артезианского бассейна платформенного типа (Всеволожский, 2007):

1 – слоистые системы водоносных горизонтов (комплексов) трех гидрогеологических этажей бассейна; *2* – региональные слабопроницаемые толщи; *3* – номера гидрогеологических этажей; *4* – границы и номера гидродинамических зон; *5* – зоны тектонических нарушений; *6* – система «местных» потоков подземных вод; *7* – система региональных потоков подземных вод; *8* – субвертикальная фильтрация через слабопроницаемые породы; *9* – «внутренние» источники питания подземных вод (элизионные процессы, дегидратация, приток глубинных флюидов); *10* – породы обрамления и фундамента

но 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.

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 связа-

на с зонами фациального замещения солей или с тектоническими разрывами соляных пластов. Все типы геофильтрационных сред осадочного чехла при определенном строении и условиях залегания (уплотнение, цементация) могут рассматриваться как слабопроницаемые.

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, называемых ***гидрогеологическими этажами***.

Основным показателем выделения гидрогеологического этажа является единство процессов региональной гидродинамики подземных вод в системе относительно изолированных 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, в качестве границ смежных гидрогеологических этажей – положение региональных слабопроницаемых разделов, определяющих различную степень изоляции интервалов разреза от поверхности бассейна. При любой мощности и строении разреза чехла в артезианском бассейне может быть выделено не более четырех гидрогеологических этажей, характеризующихся определенными различиями региональной динамики подземных вод.

Первый (I) *структурно-гидрогеологический этаж* (*ярус*) бассейна выделяется в той части разреза, в пределах которой гидравлическая связь с современной поверхностью бассейна на всей площади распространения соответствующих водоносных горизонтов (комплексов) является основным фактором, определяющим структуру потоков подземных вод.

Влияние верхней гидродинамической границы обусловливает формирование местных потоков подземных вод, тесно связанных с современным рельефом территории.

Нижней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая положению кровли первой от поверхности регионально выдержанной слабопроницаемой толщи бассейна. Общая мощность первого этажа в зависимости от строения гидрогеологического разреза изменяется обычно в пределах 200–500 м, реже более.

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). Разгрузка межпластовых вод осуществляется преимущественно при восходящей фильтрации в грунтовой водоносный горизонт и через него в гидрографическую сеть территории (речные долины, озерные котловины, заболоченные низменности и др.). Положение областей питания на возвышенных участках территорий и разгрузки (в понижениях рельефа) определяет общую схему формирования местных потоков первого гидрогеологического этажа бассейна.

Формирование химического состава межпластовых вод первого гидрогеологического этажа определяется главным образом процессами выщелачивания и смешения. В отложениях первого этажа формируются преимущественно пресные (менее 1 г/л) подземные воды гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава.

Второй (II) *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 обусловливает формирование наряду с местным движением (краевая зона) общеструктурных региональных потоков подземных вод.

В пределах периферии собственно бассейна (внутренняя область 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 рассматриваются в качестве внешней области питания артезианских вод (рис. 28).

Рис. 28. Принципиальная схема формирования потоков подземных вод в краевой части артезианского бассейна платформенного типа (Всеволожский, 2007):

1 – системы межпластовых горизонтов I и II гидрогеологических этажей бассейна; *2* – слабопроницаемые разделяющие толщи; *3* – породы обрамления и фундамента; *4* – направление движения подземных вод I этажа; *5* – направление движения трещинных вод обрамления; *6* – направление движения подземных вод II гидрогеологического этажа; *7* – направления затрудненной субвертикальной фильтрации через слабопроницаемые породы; *8* – границы и номера гидрогеологических этажей; *9* – границы и номера гидродинамических зон

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. Региональные потоки глубоких артезианских вод направлены 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.

Основным процессом, определяющим состав и минерализацию подземных вод второго этажа, является процесс выщелачивания. В 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. На участках, где питание межпластовых вод второго 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) непосредственно под ними в пределах краевой области питания возможно формирование сульфатно-хлоридных и хлоридных вод с минерализацией до 10–15 г/л и более.

Одним из факторов, определяющим состав и минерализацию межпластовых вод, является вертикальная восходящая разгрузка напорных вод, с чем связано поступление более глубоких и более минерализованных подземных вод, а также появление в водоносных горизонтах 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.

Третий (III) *структурно-гидрогеологический этаж* чехла включает водоносные горизонты и комплексы, не имеющие гидравлической связи с современной поверхностью бассейна. Верхней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая положению кровли регионально выдержанной слабопроницаемой толщи, которая относительно изолирует его от вышележащих интервалов разреза, имеющих гидравлическую связь с поверхностью бассейна. Отсутствие открытой связи с поверхностью на всей площади распространения отложений нижнего этажа приводит к тому, что основным фактором формирования подземного стока является здесь *затрудненная связь* с подземными водами верхних этажей и пород фундамента, осуществляющаяся по локальным зонам с повышенной вертикальной проницаемостью разреза, а также перераспределение пластовых давлений под воздействием различных эндогенных процессов.

Водоносные горизонты третьего этажа, как правило, содержат высокоминерализованные воды и рассолы хлоридно-натриевого состава, минерализация которых для различных бассейнов изменяется от 20 до 300–400 г/л и более.

В качестве *четвертого* (IV) *структурно-гидрогеологического этажа* бассейна условно может рассматриваться фундамент артезианской структуры, выделяемой на основе резкого различия строения и свойств геофильтрационной среды.

12.4. Гидрогеология складчатых областей

Для территории складчатых областей характерны резкие изменения рельефа, геолого-структурных условий и типа водовмещающих пород, проявляющиеся на относительно небольших расстояниях.

В связи с этим характеристика условий распространения и формирования подземных вод в пределах складчатой области в целом (как типа гидрогеологического района) чрезвычайно затруднительна. Более правильно рассматривать эти условия применительно к структурно-гидрогеологическим районам II порядка, в качестве которых рассматриваются собственно гидрогеологические массивы, артезианские бассейны межгорного типа, адмассивы, адбассейны и вулканогенные массивы (Н.И. Толстихин, И.К. Зайцев и др.).

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 зоны 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 кристаллических пород нередко являются районами со среднегорным и высокогорным рельефом. В связи с этим для них характерны резко расчлененный рельеф, отсутствие рыхлых отложений, заметные проявления высотной климатической поясности, относительно более глубокое залегание уровня или отсутствие горизонта трещинно-грунтовых вод на глубоко дренированных вершинах и др.

12.4.1. Артезианские бассейны межгорного типа

К данному типу относятся бассейны, связанные с межгорными и внутригорными впадинами горно-складчатых областей. Иногда используются другие названия бассейнов этого

типа, например 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 мезо-кайнозойских 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:

- наличие межгорной депрессии (тектонической впадины) относительно ограниченных размеров – до сотен, в ряде случаев тысяч квадратных километров;
- 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;
- наличие в разрезе бассейна двух структурно-тектонических этажей: чехла, сложенного 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.;
- 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 и наличие преимущественно крупно- и грубообломочных 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. 29).

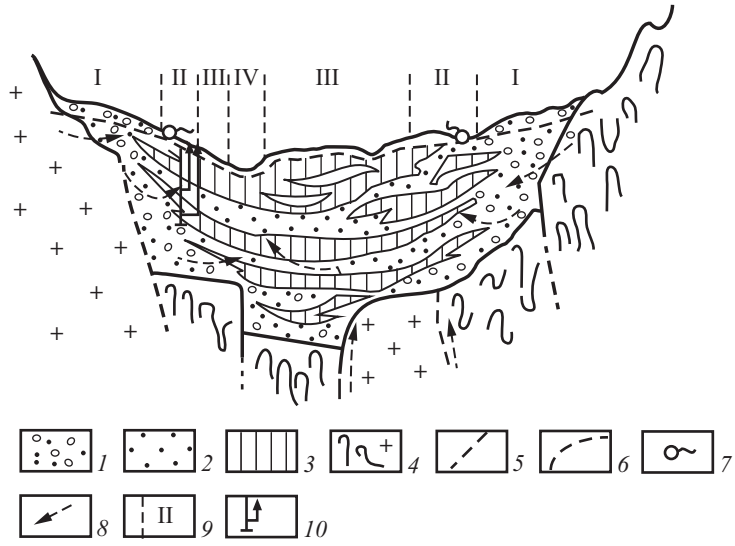


Рис. 29. Типовой гидрогеологический разрез артезианского бассейна межгорного типа (Всеволожский, 2007):

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 (стрелкой обозначена 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 области*** (П.Г. Григоренко, О.К. Ланге, М.А. Шмидт и др.) с определенными особенностями формирования подземных вод. Крайняя периферийная область бассейна (I), приуроченная к относительно приподнятым участкам предгорной равнины, 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) 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 называют подвешенными по отношению к уровню грунтовых вод. Величины поглощения руслового стока нередко достигают 50–100 л/с на 1 км русла и более, а в общем балансе бассейна этот источник питания составляет 50–60% и более. Дополнительное питание подземных вод формируется за счет местной инфильтрации атмосферных осадков, антропогенных источников питания (орошение), а также за счет подземного притока через породы горного обрамления: трещинно-грунтовых вод верхней зоны и трещинных вод зон тектонических нарушений и зон интенсивной закарстованности (рис. 29).

Во второй области (II) поток грунтовых вод, поступающий из периферийной зоны, «расчленяется» слабопроницаемыми слоями на систему невыдержанных водоносных слоев, содержащих напорные подземные воды типа межпластовых. Характер гидравлической связи водоносных слоев между собой и с грунтовыми водами бассейна в зависимости от строения гидрогеологического разреза может существенно изменяться на коротких расстояниях. 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. Разгрузка осуществляется как через русловые отложения, так и в виде открытых выходов (родники), дебиты которых в ряде случаев достигают десятков, сотен литров в 1 с (в связи с достаточно высокой проницаемостью водовмещающих пород). Распределение напоров в «межпластовых» горизонтах (увеличение напоров с увеличением глубины залегания слоя) 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 область 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 слабопроницаемых пластов затрудняет (в сравнении со второй зоной) условия взаимодействия грунтовых и напорных межпластовых вод нижней части разреза бас-

сейна, 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 глубоко врезанной) речной долины, озерной котловины, бессточных солончаковых понижений с интенсивным испарением грунтовых вод и др. В некоторых случаях разгрузка подземных вод осуществляется также подземным стоком в соседний (гипсометрически нижерасположенный) межгорный бассейн или в смежный структурно-гидрогеологический район другого типа и т.д.

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.д.) и 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, с процессами испарения и континентального засоления грунтовых вод или их антропогенным загрязнением.

Рассмотренные выше условия формирования и типы подземных вод характерны главным образом для относительно некрупных впадин с ограниченной мощностью рыхлых осадочных отложений.

Межгорные артезианские бассейны, приуроченные к крупным (десятки тысяч квадратных километров и более) впадинам со значительной (до 3 км и более) мощностью осадочного чехла (Кура-Араксинский, Рионский, Ферганский, Нижнезейский и др.), имеют условия формирования подземных вод, рез-

ко 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.

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 адартезианские бассейны и гидрогеологические адмассивы.

К *адартезианским бассейнам* относят гидрогеодинамические системы (части систем), связанные с отрицательными структурами складчатых областей (синклинории, мульды, крупные синклинальные складки, межгорные депрессии и др.), выполненными слоистыми толщами осадочных отложений. В этом смысле адартезианские бассейны похожи на типичные бассейны платформенного или межгорного типа. Однако в отличие от них осадочные толщи адартезианских 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 адартезианские бассейны больше напоминают гидрогеологические массивы.

Примерами гидрогеологических районов этого типа являются Минусинский и Кузбасский бассейны Алтае-Саянской складчатой области, Залаирский бассейн Западно-Уральской зоны складчатости и др.

Основными типами подземных вод являются трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные и пластово-трещинные. К ним относятся: грунтовые трещинные воды зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности); линейно-локаль-

ные потоки трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и напорные трещинные воды зон региональной (в пределах всего массива) и локальной трещиноватости. Наличие и условия формирования различных типов подземных вод обусловлены главным образом слоистостью разреза и изменением типа горных пород (от слоя к слою).

К *гидрогеологическим адмассивам* относят преимущественно антиклинальные структуры, сложенные слоистыми толщами сильно литифицированных и интенсивно дислоцированных осадочных пород, которым в современном рельефе соответствуют возвышенности с интенсивно расчлененным, преимущественно горным рельефом.

В гидрогеологических адмассивах со средне- и высокогорным рельефом распространены главным образом грунтовые воды верхней зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности) горных пород и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений, что характерно для гидрогеологических массивов. Однако слоистым строением разреза с наличием осадочных пород разного состава объясняется ряд специфических особенностей формирования подземных вод, принципиально отличающих адмассив от типичного гидрогеологического массива. Слоистое строение разреза определяет неравномерное «послойное» развитие экзогенной трещиноватости, что резко нарушает общую для массивов закономерность уменьшения проницаемости горных пород с глубиной (особенно при наличии слоев карстующихся пород). Слои осадочных пород разного состава могут иметь различный минералого-геохимический комплекс (слои карбонатных пород, гипс-ангидритовых, засоленных), с чем связано «послойное» изменение минерализации и химического состава подземных вод. На участках с относительно слабой дислоцированностью слоистого разреза, в основном на периферии массивов и на участках с пониженным слаборасчлененным рельефом, возможно формирование напорных трещинных и трещинно-карстовых вод типа межпластовых, наличие которых не характерно для типичных массивов.

Гидрогеологические условия адмассивов определяют возможность формирования значительно более мощной, чем в адбассейнах (предположительно до глубин в несколько километров), зоны пресных подземных вод. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный, при наличии загипсованных пород – сульфатный кальциевый.

12.4.2. Вулканогенные массивы

В качестве особого типа вулканогенных массивов рассматриваются геологические структуры преимущественно складчатых областей, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Типичными вулканогенными массивами обычно считаются районы современной и неоген-четвертичной (реже более ранней) вулканической деятельности с распространением непосредственно с поверхности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (андезиты, базальты, андезитодациты и др., а также туфы, туфобрекчии, пемзы, шлаки и другие пирокласты). Районы этого типа широко распространены на Камчатке, Курильских островах, Малом Кавказе, в Италии, Исландии и др.

Среди вулканогенных массивов по различию условий формирования подземных вод могут быть выделены два характерных подтипа: районы «предыдущей» (неоген-четвертичной или более ранней) вулканической деятельности и районы современного вулканизма.

Районы неоген-четвертичной вулканической деятельности. При отсутствии современной вулканической деятельности проницаемость лав и вулканогенно-осадочных образований определяется трещиноватостью и пористостью, формировавшейся при остывании лав, и рыхлым сложением пирокластов. В зависимости от условий излияния и остывания лав их пористость и трещиноватость изменяются в широких пределах. Наряду с монолитными слаботрещиноватыми (практически «водоупорными») участками лавовых тел существуют лавы, в которых интенсивная открытая (до 1,5–5,0 см и более) трещиноватость развита на всю мощность. Проницаемость вулканогенно-осадочных образований изменяется в зависимости от содержания тонкодисперсного материала и степени уплотнения. В связи с этим глинистые туфы, туфобрекчии, пеплы и другие породы нередко являются практически водоупорными. Скважность и проницаемость пород этого типа зависят также 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 целом скважность (трещинно-поровая пустотность) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород изменяется от 2,0–3,0 до 20% и более, проницаемость – от менее 10^{-2} до 150 м/сут и более. Так, по имеющимся данным (Lindholm, Vaccaro, 1988), максимальная проницаемость базальтов в районе лавового плато Колумбия (США) достигает примерно 3000 м/сут при преобладающих значениях 150–1500 м/сут.

Питание трещинных вод вулканогенных массивов формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностных водотоков, образующихся в периоды интенсивного выпадения осадков и снеготаяния. Особенно благоприятные условия атмосферного питания характерны для участков поверхностного распространения интенсивно трещиноватых лав и участков, на которых вулканические породы перекрыты развалами камней и глыбовыми накоплениями мощностью 20–25 м и более. На таких участках практически все атмосферные осадки (за вычетом испарения) расходуются на питание подземных вод. По данным количественных оценок, на базальтовых нагорьях и плато в условиях достаточного увлажнения средние величины питания подземных вод достигают 200–350 мм/год и более, или 40–50% годовой суммы осадков (Малый Кавказ, лавовое плато Колумбия и др.).

Разгрузка подземных вод формируется в основном в виде родников и крупных групповых выходов, которые связаны с выклиниванием над- и межлавовых потоков. Основные участки и зоны разгрузки обычно связаны со склонами эрозионных врезов и уступами лавовых плато и террас, на которых поверхность Земли вскрывает контакты водоносных и слабопроницаемых пород. При сложном строении разреза на высоких уступах часто наблюдаются ярусно расположенные участки разгрузки подземных вод с выходами родников на разновысотных отметках.

Расходы одиночных выходов изменяются от менее 1,0 до 10–15 л/с. Суммарные дебиты групповых выходов, дренирующих мощные потоки трещинных подземных вод, достигают 1000–2000 л/с и более. Так, суммарный дебит группового выхода Совджур-Мецаморских источников (Малый Кавказ) составляет 20 $м^3$/с, суммарный дебит источников, связанных с базальтами Гавайских островов, – 110–140 $м^3$/с (Кирюхин, Толстихин, 1987).

В районах с недостаточным увлажнением (Юго-Восточная Африка) породы вулканогенных плато характеризуются пест-

рой и в ряде случаев слабой обводненностью. Глубины залегания подземных вод нередко достигают 50–90 м и более, многие скважины оказываются безводными. Дебиты родников изменяются от 0,01 до 3,0–5,0 л/с, групповые выходы, как исключение, имеют расходы 20–25 л/с (Маринов и др., 1978).

В связи с благоприятными условиями водообмена и слабой растворимостью водовмещающих пород для вулканогенных массивов в областях избыточного и достаточного увлажнения характерно широкое распространение ультрапресных и пресных преимущественно гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод с минерализацией от 0,02–0,1 (горные районы) до 0,3–0,5 г/л. С зонами тектонических нарушений, вулканическими жерлами и участками оруднения нередко связаны выходы более глубоких подземных вод с минерализацией до 3–5 г/л. Состав вод Cl, SO_4–Cl, HCO_3–SO_4, Na, Na–Ca. Микрокомпонентный состав представлен Al, Mn, Zn, Ni и другими, газовый состав – N_2, He, CO_2, H_2S.

В условиях районов с недостаточным увлажнением подземные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород имеют пестрый состав. Наряду с пресными (менее 1,0 г/л) широко распространены воды с минерализацией 3–5 г/л, в редких случаях до 30 г/л и более. Состав вод Cl, SO_4–Na, Ca; Cl–Na.

Подземные воды областей современного вулканизма. Подземные воды вулканогенных массивов с проявлением процессов современного вулканизма наряду с рассмотренными выше закономерностями характеризуются в ряде случаев аномальным геотермическим режимом и специфическим химическим и газовым составом, связанными с вулканической деятельностью.

В верхней части разреза в трещиноватых лавах и пирокластических образованиях формируются инфильтрационные маломинерализованные (0,1–0,25 г/л) подземные воды, гидродинамический режим и химический состав которых типичен для этих пород (см. выше).

В районах воздействия активных вулканических очагов и на участках гидротермального изменения горных пород в зонах современного тектонического дробления и контактов существуют условия для формирования термальных вод глубинной (1500–2000 м, возможно более) циркуляции, имеющих специфический химический и газовый состав.

Основными факторами, определяющими формирование подземных вод этого типа, являются (Иванов, 1976):

● наличие кислых высокотемпературных вулканических газов, поднимающихся на поверхность и частично смешивающихся с подземными водами;

● влияние интенсивных термометаморфических процессов в зонах, примыкающих к магматическим очагам;

● наличие аномально высоких температур на относительно небольших глубинах;

● формирование высокопроницаемых новейших разломов, обеспечивающих, с одной стороны, возможности глубокой инфильтрации атмосферных вод и, с другой, – выход на поверхность высоконапорных термальных вод, а в зонах воздействия активных вулканических очагов – и высокотемпературных вулканических газов.

Выходы высокотемпературных поземных вод на поверхность проявляются в виде термальных, нередко «кипящих» источников и пароводяных струй, в ряде случаев с *гейзерным режимом* фонтанирования. Дебиты крупных термальных источников достигают 10–15 л/с, в отдельных случаях – 50–100 л/с. Температуры подземных вод на выходе изменяются от 20–35 до 100 °С (Восточная Камчатка). На глубинах 1000–1500 м температуры подземных вод достигают 200–350 °С и более (Камчатка, Япония, Мексика, Италия и др.).

Химический состав и минерализация подземных вод в зависимости от глубины циркуляции и влияния вулканических газов изменяются в широких пределах. Воды термальных источников имеют преимущественно слабую минерализацию (2,0–5,0 г/л). Высокие (60–80 г/л и более) значения минерализации характерны только для природных конденсатов вулканических газов. Состав подземных вод преимущественно SO_4, SO_4–Cl и Cl. Наиболее специфическим является катионный состав подземных вод, связанных с действующими вулканическими проявлениями: в ряде случаев преобладают ионы Al, H, Fe, NH_4. Характерным также является *кислый* состав этих вод с pH от менее 1 до 2,9–3,3.

Исключением являются *азотно-углекислые* и *азотные термы*, образующие крупные месторождения высокотемпературных подземных вод, которые проявляются на поверхности мощными (до 50–100 л/с и более) группами источников. Минерализация этих вод изменяется от 0,4–1,5 г/л (азотные термы) до 2,0–5,0 г/л, состав преимущественно Cl, SO_4–(Na + K), Cl–(Na + K), pH 8–9,2. Газовый состав подземных вод районов современной вулканической деятельности может быть пред-

ставлен сероводородом, азотом, углекислым газом, реже метаном и водородом.

По современным представлениям (И.К. Зайцев, В.В. Иванов и др.), большинство типов подземных вод районов вулканической деятельности являются *современными инфильтрационными* водами. Высокие температуры подземных вод связаны с их глубокой (до 1000–2000 м, возможно глубже) фильтрацией вблизи магматических очагов по системам новейших тектонических разломов. Относительно низкая минерализация подземных вод объясняется слабой растворимостью (даже при высоких температурах) основных типов вулканогенных пород. Специфический химический и газовый состав этих вод и низкие величины pH связаны с выщелачиванием минеральных включений и главным образом с процессами смешения (в различных пропорциях) с конденсатами вулканических газов.

Благодаря специфическому химическому и газовому составу, а также высоким температурам многие типы подземных вод областей современного вулканизма являются минеральными лечебными и термоэнергетическими.

12.5. Гидрогеологические структуры дна морей и Мирового океана

По отношению к водной и воздушной оболочкам Земли гидрогеологические структуры разделяются на субаэральные, субмаринные (дно морей) и субокеанические (дно Мирового океана). Кроме того, к ним относятся и структуры дна крупных озер – субаквальные, подозерные.

Субмаринные гидрогеологические структуры. Переход континентов в океан происходит через промежуточную окраинную зону – подводную окраину материка, в состав которой входят шельф, материковый склон и материковое подножие. К этой зоне и следует отнести чрезвычайно разнообразные и сложные по строению субмаринные гидрогеологические структуры окраинных морей, а также кайнозойские складчатые гидрогеологические области островных дуг и островов, широко развитые в западной части Тихого океана. Граница между дном океана и подводной окраиной материка проходит по оси субокеанских бассейнов желобов и прогибов. Гидрогеологические структуры берега континента частично находятся

на суше, частично скрыты под уровнем моря. Это так называемые прибрежно-шельфовые гидрогеологические структуры.

В пределах подводной окраины материка могут быть выделены субмаринные гидрогеологические массивы, напорные гидрогеологические бассейны и вулканогенные бассейны, полностью скрытые под уровнем моря. Структуры эти находятся на субмаринном этапе развития и могут быть с полным основанием названы субмаринными. Отличительными особенностями субмаринных гидрогеологических структур являются: отсутствие зоны аэрации; наличие покрова рыхлых осадочных отложений с иловыми видами; тесная взаимосвязь иловых вод с водами подстилающих или коренных пород; элизионная разгрузка иловых вод и линейная по разломам глубинных вод; преимущественно морской тип вод по минерализации и составу.

Наряду с субмаринными широко распространены прибрежно-шельфовые структуры. Такие структуры, хотя и разделяются берегом моря на субмаринную и субаэральную части, представляют собой с гидрогеологических позиций единое целое. Их водоносные горизонты или водоносные зоны уходят от берега под уровень моря, будучи едиными. Воды их субмаринной и субаэральной частей взаимосвязаны. Все прибрежно-шельфовые структуры начинаются с примыкающей к морю суши, переходят на шельф и завершаются в пределах материкового склона.

Гидрогеология подводной окраины материка весьма сложна и разнообразна. Здесь широко развиты гидрогеологические структуры материкового типа, но наряду с ними встречаются и субмаринные бассейны котловин, близкие по гидрогеологическим особенностям к субокеаническим бассейнам вод осадочного чехла, в которых осадочный чехол сочетается с фундаментом океанического типа.

Особое место занимают гидрогеологические структуры дна внутренних морей – Средиземного, Черного, Каспийского, Балтийского и др. Среди них встречаются структуры, полностью скрытые под уровнем моря и находящиеся частично на суше. Последние могут быть названы семимаринными структурами. Такие структуры, хотя и разделяются берегом моря на субаэральную и субмаринную части, представляют собой единое целое.

Субмаринные источники, находящиеся вблизи побережий внутренних морей, также отражают гидродинамическую связь

субаэральных частей гидрогеологических бассейнов. Разгрузка карстовых вод известна во многих точках дна Средиземного моря на глубинах 120–170 м. Подобные явления отмечаются на дне других внутренних морей (Черное, Каспийское и др.).

Минерализация и состав вод субмаринных структур внутренних морей весьма различны. Иногда на значительном расстоянии от берега вскрываются пресные инфильтрационные воды атмосферного питания. Наряду с ними широко распространены соленые воды различной степени минерализации, скопления нефти и газа. В водах некоторых субмаринных бассейнов отмечается обилие сероводорода (Черноморский сложный гидрогеологический бассейн), в других на глубине обнаружены крепкие рассолы и эвапориты (субмаринные бассейны Средиземного моря, Северного моря).

Подчиненное значение во внутренних морях имеют субмаринные гидрогеологические массивы. В Средиземном море встречены многочисленные вулканогенные бассейны, включая как островные, так и субмаринные. Наличие действующих вулканов и сейсмичность обусловливают развитие гидротермальных процессов. Все сказанное свидетельствует о разнообразии и сложности гидрогеологических структур дна внутренних морей.

Субокеанические гидрогеологические структуры. Континенты и океан различаются строением земной коры и гидрогеологического разреза, условиями водообмена, режимом подземных вод и другими особенностями. Для континентов характерно присутствие «гранитного» слоя, залегающего на «базальтовом», для океана – лишь «базальтового» слоя. Для континентов типично развитие осадочных пород (терригенных, карбонатных, вулканогенных, соленосных и др.) с заключенными в них пластовыми водами и присущими им водоупорами, а для океана – рыхлых неуплотненных осадков с иловыми водами и базальтовых эффузивов с трещинными водами. Континенты находятся под воздействием воздушной оболочки, поэтому выше подземных вод зоны насыщения находится *зона аэрации*, мощность которой местами достигает нескольких сотен метров; в океанах зона аэрации отсутствует и верхний горизонт иловых вод непосредственно соприкасается с океанической водой. Пресные подземные воды атмосферного происхождения присущи верхним водоносным горизонтам континентов и полностью отсутствуют в океанах, для

которых типичны соленые воды. На континентах имеет место водообмен подземных вод с атмосферными, на дне океана – водообмен подземных и океанических вод. Режим грунтовых вод суши тесно связан с метеорологическими и гидрогеологическими факторами, он изменяется во времени и пространстве. Режим подземных вод океанического дна отличается стабильностью. Для динамики подземных вод верхних горизонтов суши характерен инфильтрационный режим, для нижних – литогенный, а для динамики подземных вод дна Мирового океана – только литогенный.

Рассмотрим основные субокеанические гидрогеологические структуры. Разрез дна Мирового океана состоит из трех слоев. Нижний, «базальтовый», слой образован основными и ультраосновными породами. Мощность его измеряется несколькими километрами. Выше залегает второй (надбазальтовый) слой, представленный прослоями базальтовых лав и консолидированными, преимущественно глинистыми, кремнистыми или карбонатными, реже песчаными отложениями. Мощность второго слоя достигает 1 км (иногда более 5 км). Этот слой распространен не повсеместно; преимущественно он развит в пределах океанских платформ. На втором слое, а в ряде случаев и непосредственно на фундаменте, располагается третий слой, представленный рыхлыми глинистыми, кремнистыми, карбонатными осадками. Средняя мощность осадочной толщи составляет (в метрах): Атлантический океан – 860, Индийский – 456, Тихий – 280, Мировой (в целом) – 459. Сильно возрастает мощность осадочной толщи в пределах окраинных желобов и прогибов в результате сноса осадков с расположенных вблизи континентов. Средний и верхний слои образуют чехол осадочных пород и вулканитов земной коры океанического типа.

Рассматривая проблему взаимодействия подземных вод суши и морского дна, следует выделять две ее стороны: взаимопроникновение подземных вод суши и океана; особенности развития прибрежно-шельфовых и семиаринных гидрогеологических структур.

Выходы пресных вод на морском дне известны во многих морях: в Черном – на берегах Кавказа и Крыма, в Средиземном – на берегах Франции, Италии и Балканского полуострова, а также в Атлантическом океане – на берегах Флориды и др. Субаквальные источники удалены от берегов на десятки и сотни метров, иногда на несколько километров, а глубина их вы-

хода достигает несколько сотен метров. В субмаринных бассейнах водоносные горизонты с пресными и слабосолоноватыми водами нередко залегают под верхними водоносными горизонтами с солеными водами.

При благоприятных гидрогеологических условиях морские воды могут проникнуть в глубь суши на значительное расстояние. Интенсивная откачка вод из скважин и колодцев на берегах морей и океанов влечет за собой интрузию морских и океанских вод и засоление пресных вод. На берегах моря встречаются выходы соленых источников, образовавшихся в результате смешения морских солевых вод с пресными подземными водами суши. Среди таких береговых источников соленых вод наблюдаются как холодные карстовые (побережье Адриатического моря), так и горячие трещинно-жильные (Чукотский п-ов), о. Исландия.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем заключаются основные принципы и факторы гидрогеологического районирования?
2. Что представляют собой гидрогеологические массивы? Каковы условия распространения и формирования основных типов подземных вод?
3. Какое строение имеет гидрогеологический разрез артезианских бассейнов платформенного типа? Что такое гидрогеологические этажи бассейна?
4. Что понимается под гидродинамической и гидрогеохимической зональностью бассейнов платформенного типа?
5. На какие основные типы подразделяются гидрогеологические районы складчатых областей?
6. В чем особенности геологического строения и формирования подземных вод в артезианских бассейнах межгорного типа?
7. Каковы условия формирования подземных вод районов переходного типа (адмассивы и адбассейны)?
8. Что представляют собой вулканогенные массивы? Каковы условия залегания и формирования подземных вод?
9. Как формируется химический состав подземных вод районов современной вулканической деятельности?
10. Какие особенности субмаринных и субокеанических гидрогеологических структур можно выделить?

13. Ресурсы подземных вод

13.1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод

Большое практическое значение подземных вод определяется прежде всего их непосредственным использованием в хозяйстве, поэтому подземные воды можно рассматривать в качестве полезного ископаемого наряду с углем, нефтью, газом, рудами. Подземные воды используют для коммунального, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения.

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 столовых и лечебных; *минеральные промышленные*, являющиеся сырьем для получения промышленно ценных компонентов (гидроминеральное сырье); *термальные*, или *теплоэнергетические*, используемые в качестве источника получения тепловой энергии.

По аналогии с другими видами полезных ископаемых в гидрогеологии широко используется понятие «месторождение подземных вод».

Месторождение подземных вод – 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 любым образом ограниченный элемент подземной гидросферы (см. гл. 4), 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» определяется спецификой полезного ископаемого «подземные

воды». В соответствии с этим понятием запасы подземных вод (так называемые эксплуатационные запасы, см. об этом далее) 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 период эксплуатации запасы подземных вод месторождения в зависимости от его типа могут быть как меньше, так и больше объема воды, содержащегося в данном элементе подземной гидросферы. Это связано с тем, что в отличие от всех других видов полезных ископаемых подземные воды обладают уникальным свойством – ***возобновляемостью***. Характеризуя эту особенность подземных вод, Ф.А. Макаренко и Ф.П. Саваренский сформулировали 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 концентрацией тех или иных химических компонентов, температурой воды и другими характеристиками, что определяет различные виды воды по условиям их использования.

Принципиально важными также являются 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 практически повсеместно и могут встречаться 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 будет соответствовать имеющейся потребности; в других – количество воды (возможный отбор) будет меньше объемов, необходимых для потребления; в третьих – эксплуатация подземных вод экономически нецелесообразна в связи с современными техническими возможностями извлечения подземных вод или значительной удаленностью возможного участка эксплуатации от потребителя. Во всех случаях такие скопления подземных вод по существующим требованиям не рассматриваются как месторождения.

При оценке и характеристике количеств подземных вод в гидрогеологической литературе используются термины «за-

пасы» и «ресурсы». Иногда они рассматриваются как синонимы, однако это неверно. Термин «ресурсы подземных вод» был введен в 1930-х гг. Ф.П. Саваренским специально, чтобы подчеркнуть уникальные свойства полезного ископаемого «подземные воды» – их возобновляемость. В соответствии с представлениями Ф.П. Саваренского (1934), Б.И. Куделина (1960) и других ученых под термином «запасы» следует понимать количество воды (объем, массу), 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 количественные категории (рис. 30).

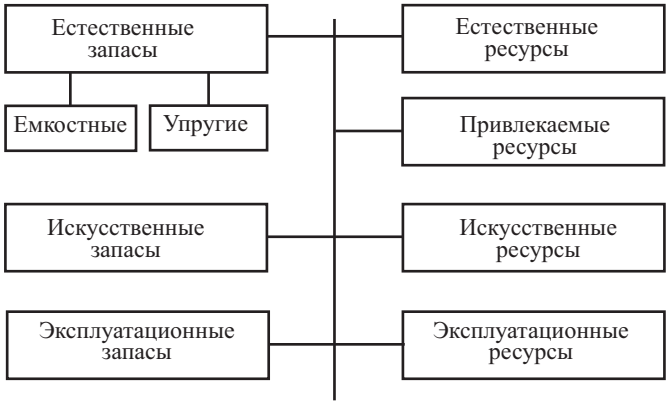


Рис. 30. Схема классификации запасов и ресурсов подземных вод

Естественные запасы представляют собой массу (объем) подземных вод, содержащихся в рассматриваемом элементе подземной гидросферы (пласте, участке пласта, системе пластов и др.). 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 уров-

ня (пластового давления) напорных подземных вод за счет расширения воды и уплотнения минерального скелета пласта.

Естественные ресурсы (естественно-антропогенные в условиях влияния хозяйственной деятельности), согласно Ф.П. Саваренскому, Б.И. Куделину и другим, 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 водоносного горизонта (месторождения и др.) в естественных условиях. Наиболее строго естественные ресурсы могут быть охарактеризованы *средней за многолетний период* (*норма*) *годовой величиной восполнения* (*возобновления*) *запасов подземных вод*, которая может быть выражена расходом ($м^3$/год), среднегодовым значением модуля восполнения (л/с · $км^2$) и др. Важным является то, что среднемноголетний характер этих величин позволяет выражать их в значениях различной обеспеченности (50, 95% и др.).

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 за счет искусственного обводнения проницаемых (но ненасыщенных) горных пород, так называемое магазинирование подземных вод. ***Искусственные ресурсы*** определяются количеством воды (восполнением), поступающим в водоносный горизонт (месторождение и др.) в результате проведения специальных мероприятий по искусственному питанию подземных вод.

Во многих случаях 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 спе-

циально на увеличение запасов подземных вод (создание водохранилищ, орошение и др.). 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, распахивание 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» часто рассматриваются как синонимы. ***Эксплуатационные запасы*** – количество воды (расход, $м^3$/сут), которое может быть получено на месторождении с помощью рационального в технико-экономическом отношении водозаборного сооружения при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям целевого использования в течение расчетного срока водопотребления при условии отсутствия экологически негативных последствий эксплуатации (недопустимый ущерб речному стоку, переосушение ландшафтов и др.).

Для водозаборов на пресные воды, используемые для организации хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и народнохозяйственных объектов, расчетный срок водопотребления составляет обычно 25–50 лет. В отдельных случаях для особо важных объектов этот срок может приниматься неограниченным. Для временных водозаборов сроки устанавливаются в соответствии с проектным заданием. Основным требованием к режиму эксплуатации, при условии сохранения расчетной производительности водозабора и качества отбираемых вод, 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 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. Качество воды в течение всего срока эксплуатации должно соответствовать ГОСТу или принятому нормативу.

Термин «эксплуатационные ресурсы» используется главным образом при оценке и характеристике прогнозных региональных запасов подземных вод. Наиболее целесообразно под термином «эксплуатационные ресурсы» понимать *величину возобновления* (*восполнения*, *питания*) *запасов подземных вод месторождения 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 ($м^3$/сут, $м^3$/год и др.).

Несомненно, что при решении вопросов использования подземных вод для конкретных нужд 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. 1971). Однако неверно считать, что оценка других категорий запасов и ресурсов представляет только определенный интерес для оценки 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 составления фильтрационных расчетных схем, во-вторых, для прогноза изменения качества

подземных вод при эксплуатации, поскольку различные источники восполнения запасов могут характеризоваться различным качественным составом, 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 $Q_э$ месторождения подземных вод связаны с другими категориями запасов и ресурсов следующим балансовым уравнением:

$$Q_э = \alpha_1 \frac{Q_з}{\Delta t} + \alpha_2 Q_е + \alpha_3 Q_п + \alpha_4 Q_и, \qquad (13.1)$$

где $Q_з$ – естественные запасы (емкостные или упругие); Δt – срок эксплуатации; $Q_е$ – естественные ресурсы; $Q_п$ – привлекаемые ресурсы; $Q_и$ – искусственные ресурсы; $\alpha_{1,2,\ldots}$ – так называемые коэффициенты использования.

Анализ приведенного балансового уравнения показывает, что при отсутствии возобновления ($Q_е$, $Q_п$, $Q_и$) эксплуатационные запасы подземных вод месторождения всегда являются конечными, так как величина, характеризующая естественные запасы ($Q_з$), стремится к 0 при $t \to \infty$. И наоборот, при их наличии, в соответствии с определением Ф.П. Саваренского, запасы подземных вод являются неисчерпаемыми в пределах их возобновления. Коэффициенты использования ($\alpha_{1,2,\ldots}$) являются весьма спорными и трудно определяемыми величинами. В связи с этим более удобным представляется балансовое («дельта-баланс») уравнение эксплуатационного водоотбора (Р.С. Штенгелов):

$$Q_э = \frac{\Delta V_з}{t} + \Delta Q_р + \Delta Q_п, \qquad (13.2)$$

где $\Delta V_з$ – используемая величина естественных запасов; $\Delta Q_р$ – изменение расхода дренирования потока (суммарно по всем видам естественной разгрузки) в области влияния водоотбора; $\Delta Q_п$ – изменение величины питания подземных вод (суммарно по всем видам восполнения) в той же области.

Приведенное уравнение наглядно показывает, что величина эксплуатационного водоотбора должна компенсироваться равными по количеству и противоположными по знаку изменениями (суммарно) других элементов баланса подземных вод месторождения.

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; 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.

13.1.1. Ресурсы подземных вод по частям света и странам мира

Среднемноголетняя величина речного стока мира в начале XXI в. составляет 42 785 км^3/год. Суммарная величина естественных ресурсов подземных вод, т.е. питания подземных вод на всей территории суши (без Антарктиды и Гренландии), – около 12 000 км^3/год. По континентам они возрастают от 312 км^3/год для Австралии и Океании до 3656 км^3/год на территории Южной Америки (табл. 13).

В глобальном масштабе естественные ресурсы подземных вод в среднем составляют 25–30% от суммарных водных ресурсов (общего речного стока). Минимальным соотношением ресурсов подземных и поверхностных вод отличается засушливая Австралия, сравнительно низким – Азия, максимальным – Европа. Засушливые (пустынные) регионы Австралии, Африки и Азии наиболее уязвимы к современным многолетним и внутригодовым изменениям ресурсообразующих элементов водного баланса.

Ежегодная величина возобновляемых ресурсов подземных вод по странам мира колеблется от сотен и даже тысяч километров кубических до их десятых и сотых долей. Наиболее богаты возобновляемыми водными ресурсами (речным стоком) шесть крупнейших стран мира: Бразилия, Россия, Канада, США, Китай, Индия. На их территориях формируется более 40% суммарного годового стока рек мира (табл. 14).

Таблица 13

Современная обеспеченность водными ресурсами частей света (Джамалов и др., 2010)

Часть света по территории	Площадь, млн км^2	Население, млн чел.	Ресурсы, км^3/год		Соотношение ресурсов подземного и суммарного речного стока, %	Водообеспеченность, тыс. м^3/год			
			поверхностных вод (речной сток)	подземных вод		ресурсами поверхностных вод		ресурсами подземных вод	
						на 1 км^2	на 1 чел.	на 1 км^2	на 1 чел.
Европа	10,5	687,5	2900	1055	36	276	4,2	100,5	1,5
Азия	44,3	3698,5	13510	3435	25	305	3,7	77,5	0,9
Африка	30,3	790	4050	1130	28	134	5,1	37,3	1,4
Северная Америка	24,4	479,4	7890	2132	27	323	16,5	87,4	4,4
Южная Америка	17,8	345,7	12030	3656	30	676	34,8	205,4	10,6
Австралия и Океания	8,9	27,7	2405	312	13	270	86,8	35,1	11,3
Вся суша*	136,2	6028,8	42785	11720	27	314	7,1	87	1,9

*Без Антарктиды, Гренландии.

Таблица 14

Водные ресурсы шести крупнейших по территории стран мира (Джамалов и др., 2010)

Страна	Площадь, тыс. км^2	Население, млн чел.	Ресурсы поверхностных вод (речной сток), км^3/год	Ресурсы подземных вод, км^3/год	Соотношение ресурсов подземного и суммарного речного стоков, %	Водообеспеченность страны ресурсами поверхностных/подземных вод, тыс. м^3/год	
						на 1 км^2	на одного жителя
Бразилия	8512,0	163,0	6220	2287	37	730,7/268,7	38,2/14,0
Индия	3287,6	1049,7	1456	342	24	442,9/103,9	1,4/0,4
Канада	9971,0	30,1	3287	995	30	329,7/99,8	109,2/33,0
Китай	9632,9	1309,6	2700	463	17	280,3/48,0	2,1/0,4
Россия	17075,4	144,4	4053	915	23	23,4/54,0	28,1/6,3
США	9363,2	270,0	2930	866	30	312,9/92,5	10,9/3,2
Вся суша	136200,0	6028,8	42785	11720	27	314,0/87,0	7,1/1,9

Наибольшими естественными ресурсами подземных вод располагают Южная Америка и Азия (3656 и 3435 км^3 в год соответственно), что связано с более благоприятными климатическими и геолого-гидрогеологическими условиями формирования ресурсов подземных вод (рис. 31).

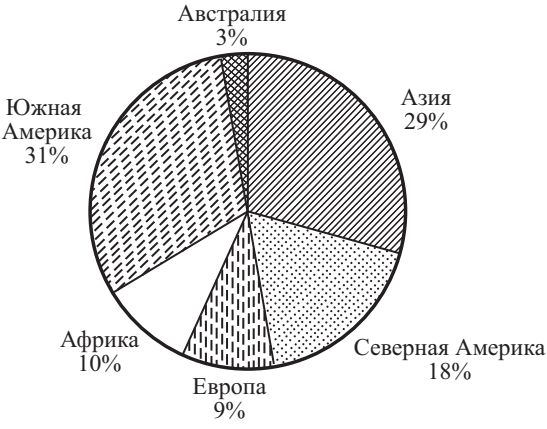


Рис. 31. Распределение естественных (возобновляемых) ресурсов подземных вод (Джамалов и др., 2010)

Водообеспеченность подземными водами определяется гидрогеологическими структурами, к которым приурочены основные объемы пресных подземных вод (Волго-Камский, Московский, Днепрово-Донецкий, Западно-Сибирский, Большой Австралийский и другие артезианские бассейны). Вместе с тем на территории Азии основную роль в распределении ресурсов подземных вод помимо широтной зональности играет высотная поясность горных массивов различной складчатости (Тянь-Шань, Памир, Гималаи), а также широкое развитие связанных с ними аллювиально-флювиогляциальных отложений конусов выноса.

Большие запасы подземных вод сосредоточены в Африке. Однако доля пресных вод в общем количестве подземных вод меньше, чем на других континентах, а в Австралии она еще меньше. Это указывает на относительно большие запасы глубоко залегающих вод, имеющих повышенную минерализацию, на тех континентах, большую часть территории которых зани-

мают пустыни. Так, рассчитанные относительные запасы подземных вод, заключенных в двухметровом слое, для Азии и Северной Америки составили наименьшее значение – 17%, для Африки – 18% и для Европы – 31%. Прослеживается также зависимость этих величин от средней высоты континента. Чем меньше высота, тем выше доля вод зоны активного водообмена. Так как подземные воды, в том числе почвенные, почвенно-грунтовые и грунтовые, разгружаются преимущественно в реки, то, определив количество подземных вод в речном стоке, можно получить представление о запасах подземных вод в различных частях Земли.

Что касается почвенных вод, то этот горизонт вод распространен не везде. Наибольшее изменение запасов влаги происходит в 1–1,5-метровом слое почвы, а в двухметровом содержится почти вся почвенная вода. Площадь почвенного покрова, содержащего эту влагу, составляет 82 млн км^2, или 55% суши. Это значение получается, если из общей площади суши исключить 10% территории, покрытой льдами и постоянным снежным покровом, 14% площади, занятой многолетнемерзлыми породами, 21% засушливых территорий, где почвенные воды содержатся лишь в отдельные сезоны. Зная площадь распространения почвенных вод и мощность этого горизонта, можно получить запасы почвенных подземных вод – 16 500 км^3.

Напорные воды артезианских бассейнов широко представлены на всех континентах. Часто эти бассейны достигают колоссальных размеров и могут быть связаны между собой. Зоны разгрузки, как правило, принадлежат крупным речным системам, а ограничены артезианские бассейны чаще всего такими геологическими единицами, как щиты, плиты, хребты, валы и т.п.

К числу наиболее известных артезианских бассейнов Европы относится бассейн на юго-западе Франции, между Центральным Французским плато и Пиренеями, где расположена мощная синклиналь с уклоном к Средиземному морю и Атлантическому океану. На этом пространстве умещается речная система Луары, в реки которой и происходит разгрузка артезианских вод. Большое количество артезианских бассейнов небольших размеров выявлено в складчатых горных системах Балкан, Альп, Апеннин. На северо-западе России находится крупный артезианский бассейн, представляющий собой сложный прогиб (синеклизу). Бассейн ограничен Уральскими горами и Тиманским кряжем на востоке, Белым морем на севере, Балтий-

ским кристаллическом щитом на западе и центральной частью Среднерусской возвышенности на юге. Мощность водовмещающих осадочных пород достигает 2,6 км. Большие размеры имеет Днепровско-Донецкий артезианский бассейн, представляющий собой прогиб, вытянутый с северо-запада на юго-восток и захватывающий территории Харьковской, Полтавской областей Украины и Курской области России.

В северной части Азии, в зоне избыточного увлажнения, обнаружены очень большие артезианские бассейны. Якутский артезианский бассейн занимает огромную территорию и ограничен Верхоянским хребтом на востоке, Алданским кристаллическим массивом на юго-востоке, Анабарским щитом на севере, а на западе доходит до водораздела бассейнов Енисея и Лены. В реки бассейна Лены и происходит основная разгрузка подземных вод. Мощность водоносных горизонтов в отличие от европейских бассейнов достигает нескольких километров. В этой же зоне Азии имеется еще ряд крупных артезианских бассейнов: Тунгусский (бассейны рек Подкаменной и Нижней Тунгуски, Хатанги), Ангаро-Ленский (бассейны рек Ангары, Верхней Лены), Западно-Сибирский (бассейны рек Оби и Енисея). Водоносные пласты имеют наклон с юга на север. Таким образом, в зоне достаточного и избыточного увлажнения артезианские воды разгружаются в реки и питают их.

В южной части Азии, в зоне недостаточного увлажнения, выявлено более 60 артезианских бассейнов пресных вод. Однако в отличие от северных бассейнов они характеризуются небольшой мощностью. Их питание осуществляется за счет стока рек, стекающих с гор, и стока временных водотоков и атмосферных осадков. Таким образом, в засушливых районах, в пустынях и полупустынях, реки питают подземные воды, в том числе и артезианские. При этом происходят потери речного стока, достигающие 20–30% годового.

Большое количество артезианских бассейнов обнаружено в Африке. Особенно значительны их размеры в пределах величайшей пустыни Земли – Сахары. Области питания этих бассейнов приурочены к границам пустыни, представляющим собой горные массивы Тибести, Тель-Аткеси, Эрги и др., с которых стекают реки, являющиеся временными водотоками. Сток этих водотоков переводится в грунтовые воды, которые образуют подземные реки. Такие реки особенно многоводны в карстовых областях. Так, на севере континента, в Египте, Тунисе, Марокко, суммарный сток этих рек оценивается примерно

в $(38 \cdot 10^6)$–$(60 \cdot 10^6)$ м^3/ч. Ширина наибольшей из таких рек достигает 300 м.

Однако большая часть артезианских вод Сахары имеет реликтовое происхождение. Одной из крупнейших зон распространения артезианских вод на Земле считается зона оазисов на западе Сахары. Здесь глубина залегания артезианских вод всего около 200 м. Запасы воды самого крупного бассейна напорных вод Африки (6000 км^3) почти в три раза превышают общие запасы воды во всей русловой сети всех континентов и составляют около 0,03% общих запасов подземных вод.

В Северной Америке крупнейшие артезианские бассейны расположены между Канадским палеозойским щитом на севере, Кордильерами и Скалистыми горами на западе и Аппалачами на востоке. Мощный прогиб земной коры имеет общее падение от Канадского щита к югу, к Мексиканскому заливу. Все пространство этого бассейна занято речной системой Миссисипи – Миссури, и разгрузка напорных вод осуществляется в бассейны этих рек.

В Австралии находится один из самых крупных артезианских бассейнов на Земле – Большой Артезианский бассейн площадью 1751 тыс. км^2. Он располагается в западной засушливой части континента, между Большим водораздельным хребтом на востоке, плоскогорьем на западе и средним течением реки Дарлинг. Водоносные горизонты находятся в синклинали и имеют падение в сторону океана. На континенте имеется еще целый ряд артезианских бассейнов меньших размеров: площадь – от 31 до 388 тыс. км^2, глубина залегания напорных вод – от 30 до 1220 м. Различна и минерализация воды этих бассейнов: от 0,3 до 37‰. Воды некоторых из этих бассейнов разгружаются непосредственно в океан.

Большие запасы подземных вод имеются также под дном океанов. Так, в пределах дна Мирового океана можно выделить два типа геологических структур: подвижные области, приуроченные к срединным океаническим хребтам, поднятиям, и стабильные гидрогеологические области, приуроченные к его платформам. Подвижные области являются вместилищем трещинных вод, вод рифтовых бассейнов гидрогеологических структур, приуроченных к рыхлым осадкам. Стабильные гидрогеологические области, характеризующиеся иловыми водами, также находятся в рыхлых отложениях, залегающих на кристаллическом фундаменте. Химический состав этих вод

приближается к океаническим, а их разгрузка происходит субаквально непосредственно в океан.

По существующим оценкам, водообеспеченность жителя Земли с 1970 по 2003–2005 гг. уменьшилась примерно в 2 раза (с 13 до 7,6 тыс. м^3/год). Это связано в основном с ростом населения (на 3 млрд чел.), а также с истощением ресурсов пресных вод отдельных регионов и стран. В частности, иссушение степных и пустынных регионов сопровождается резким снижением запасов местных водных ресурсов и, соответственно, социально-экономическими и медико-экологическими проблемами для населения.

Если население Земли к середине XXI в. будет соответствовать прогнозным оценкам (до 9 млрд чел.), а суммарные водные ресурсы существенно не изменятся, то это приведет к дальнейшему снижению потенциальной водообеспеченности одного жителя до 5,5–5,0 тыс. м^3/год.

13.1.2. Ресурсы подземных вод в Беларуси

В Республике Беларусь централизованное водоснабжение городов, городских и сельских поселков и промышленных предприятий базируется на использовании пресных подземных вод с утвержденными эксплуатационными запасами, приуроченными к водоносным горизонтам и комплексам четвертичных и дочетвертичных отложений зоны активного водообмена, и осуществляется посредством эксплуатации как групповых водозаборов, так и одиночных скважин.

Прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод в целом по республике оцениваются в 49 596 тыс. м^3/сут. В настоящее время разведано только 14,3% прогнозных ресурсов. Потенциальные возможности использования подземных вод характеризуются их естественными ресурсами, которые составляют 43 560 тыс. м^3/сут.

Государственный баланс запасов пресных подземных вод Республики Беларусь составлен на основании ст. 11 и 79 Кодекса Республики Беларусь о недрах, в соответствии с «Положением о порядке составления и утверждения государственных балансов запасов полезных ископаемых и геотермальных ресурсов недр», утвержденным Постановлением Совета Министров Республики Беларусь № 292 от 30 марта 2009 г.

Государственным водным кадастром по состоянию на 1 января 2012 г. учтены эксплуатационные запасы пресных подземных вод в количестве 7093,2642 тыс. м^3/сут, в том числе 435,5 тыс. м^3/сут апробированные эксплуатационные запасы категории C_2. Эксплуатационные запасы пресных подземных вод питьевого и хозяйственного назначения разведаны на 297 участках месторождений пресных подземных вод.

Учет эксплуатационных запасов производился по административным единицам (областям и районам).

Распределение эксплуатационных запасов подземных вод по административным областям приведено в табл. 15.

Таблица 15

Распределение эксплуатационных запасов пресных подземных вод по административным областям Республики Беларусь по состоянию на 1 января 2012 г. (Государственный водный кадастр, 2012)

Области	Количество участков месторождений	Эксплуатационные запасы, тыс. м^3/сут				
		A	B	C_1	C_2	Всего
Брестская	42	408,25	386,546	82,4	10,0	887,196
Витебская	32	440,78	254,2	198,52	–	893,5
Гомельская	69	588,91995	419,49397	141,84828	10	1160,2622
Гродненская	33	319,24	368,16	126,9	–	814,3
Минская	77	1005,46	857,14	222,4	415,5	2500,5
Могилевская	44	523,7306	213,1828	100,5926	–	837,506
Итого	297	3286,38055	2498,72277	872,66088	435,5	7093,2642

Использование пресных подземных вод с утвержденными запасами осуществляется на 197 водозаборах для централизованного водоснабжения 112 городов, промышленных центров или объектов.

Общий водоотбор пресных подземных вод из скважин составил 2,3 млн м^3/сут, на водозаборах с утвержденными запасами – 1,4 млн м^3/сут. Степень использования разведанных

эксплуатационных запасов подземных вод в целом по Республике Беларусь достигает 22%.

Запасы пресных подземных вод промышленных категорий по Республике Беларусь, учтенные государственным балансом, составляют 6598,5923 тыс. $м^3$/сут.

Информация по использованию пресных подземных вод для централизованного водоснабжения приведена по данным государственной статистической отчетности 1-вода (Минприроды), представленной РУП «ЦНИИКИВР».

13.2. Основные типы подземных вод

13.2.1. Подземные воды 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, промышленных предприятий и сельскохозяйственных объектов, а также для орошения (питьевые, технические и оросительные воды).

В качестве основных предпосылок существования месторождения подземных вод хозяйственно-питьевого назначения обычно рассматривается наличие:

- пресных или слабосолоноватых подземных вод, соответствующих по качеству ГОСТам на питьевые воды или конкретным нормативам для вод хозяйственного назначения;
- водоносных (водовмещающих) пород с относительно (по сравнению 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;
- благоприятных условий формирования инфильтрационного питания подземных вод продуктивного водоносного горизонта, возможного притока из смежных пластов или участков территорий, фильтрации из рек и других факторов, что определяет благоприятные условия формирования восполне-

ния запасов в естественных условиях и в условиях эксплуатации;

- потребителя (заявленной потребности) на расстоянии, обеспечивающем экономически рациональную эксплуатацию месторождения.

Разработка учения о типах месторождений подземных вод выполнена ведущими российскими гидрогеологами Б.В. Боревским, Н.И. Плотниковым, Л.С. Язвиным и др. В качестве основных типов месторождений подземных вод хозяйственно-питьевого назначения в настоящее время обычно рассматриваются месторождения:

- подземных вод в речных долинах;
- артезианских бассейнов платформенного типа;
- артезианских бассейнов межгорных впадин и конусов выноса;
- ограниченных по площади структур и массивов трещиноватых или закарстованных пород и потоков трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений;
- грунтовых вод песчаных массивов;
- межморенных отложений;
- подземных вод областей распространения многолетнемерзлых пород.

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. 32). 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 обычно рассматриваются 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 водоотбора, структура эксплуатационных запасов месторождения формируется главным образом за счет привлечения поверхностного стока и «перехвата» (инверсии) естественной разгрузки подземных вод (привлекаемые и естественные ресурсы). В связи с этим при поисках таких месторождений важнейшими задачами являются выявление участков с минимальными значениями русловых со-

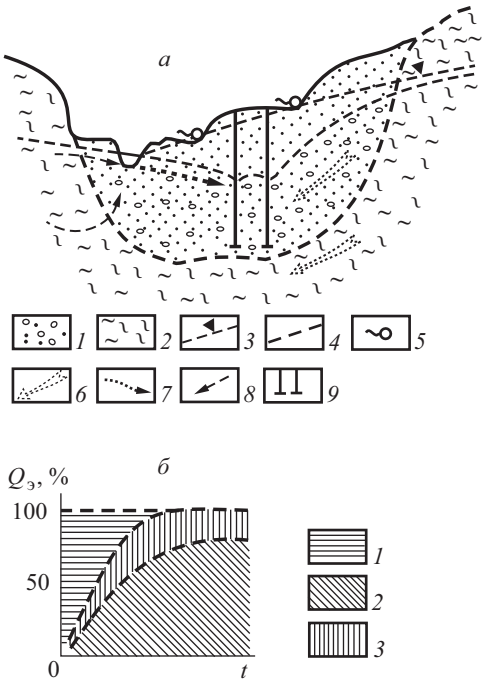


Рис. 32. Месторождение подземных вод в речной долине:

а – гидрогеологический разрез месторождения: *1* – рыхлые аллювиальные отложения; *2* – коренные породы; *3* – уровень грунтовых вод в естественных условиях; *4* – уровень грунтовых вод 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 (естественные ресурсы); *3* – привлекаемые ресурсы

противлений или участков со значительными расходами русловой или родниковой разгрузки подземных вод в естественных условиях (рис. 32).

В других случаях (реки с периодическим стоком, малыми расходами и др.) в маловодные годы или в межень формирование эксплуатационных запасов месторождений происходит в основном за счет сработки естественных запасов (осушение аллювиального горизонта), а восполнение запасов осуществляется в многоводные годы и периоды речных паводков.

В зависимости от фильтрационных свойств и мощности водовмещающих пород, условий связи с руслами рек, удельных ($м^3$/сут · км) величин разгрузки естественного потока и некоторых других факторов эксплуатационные запасы месторождений этого типа изменяются в широких пределах, достигая 100–150 тыс. $м^3$/сут и более (Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 3. 1977).

Месторождения артезианских бассейнов платформенного типа всегда связаны с водоносными горизонтами напорных межпластовых подземных вод. Водовмещающими являются рыхлые или литифицированные трещиноватые, а также закарстованные осадочные породы (рис. 33). 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, преимущественно вышележащих, водоносных горизонтов (рис. 33, *б*). Наличие в условиях эксплуатации значительного притока 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 эксплуатационного водоотбора может формироваться за счет инверсии расхода естественного потока (естественные ресурсы).

В зависимости от фильтрационных свойств отложений и условий формирования ресурсов, привлекаемых из вышележащих горизонтов, эксплуатационные запасы месторождений этого типа достигают 10–50 тыс. $м^3$/сут, для особо крупных месторождений – 100 тыс. $м^3$/сут и более (Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 3. 1977).

Месторождения подземных вод артезианских бассейнов межгорных впадин и конусов выноса связаны обычно с рыхлыми, слабо отсортированными аллювиально-пролювиальными толщами четвертичного и неоген-четвертичного возраста. Значительные удельные расходы естественных потоков и наличие участков интенсивной разгрузки родниковым стоком или испарением определяют формирование структуры эксплуатационных запасов подземных вод главным образом за счет естественных ресурсов (рис. 34). В некоторых случаях значительная часть эксплуатационного водоотбора может формироваться также за

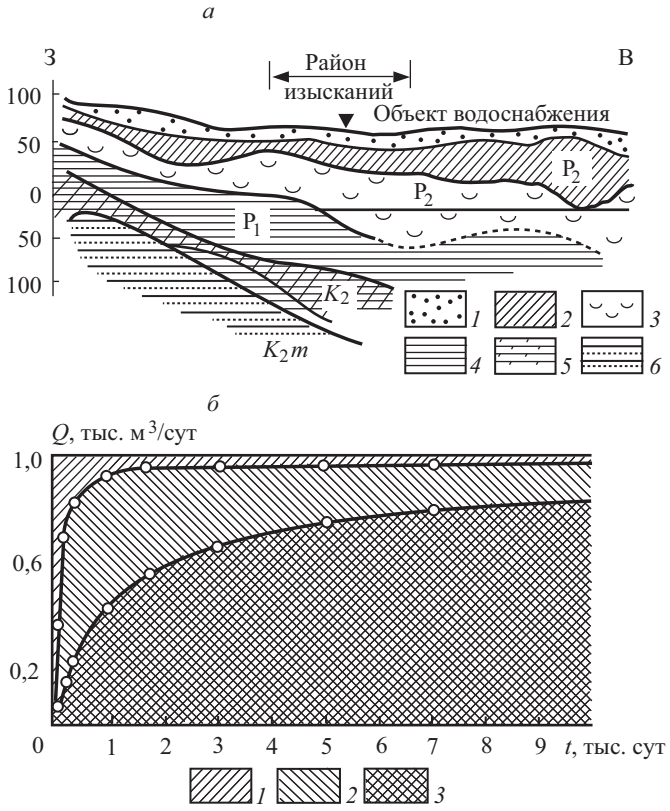


Рис. 33. Месторождение подземных вод в артезианском бассейне платформенного типа (по Р.С. Штенгелову):

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 (привлекаемые ресурсы)

счет естественных запасов подземных вод или за счет естественно-антропогенных ресурсов (орошение). Производительность водозаборов в целом достаточно высокая. Так, для крупных месторождений с хорошими фильтрационными свойствами водовмещающих пород и интенсивной естественной разгрузкой подземных вод они достигают 150–200 тыс. м^3/сут и более.

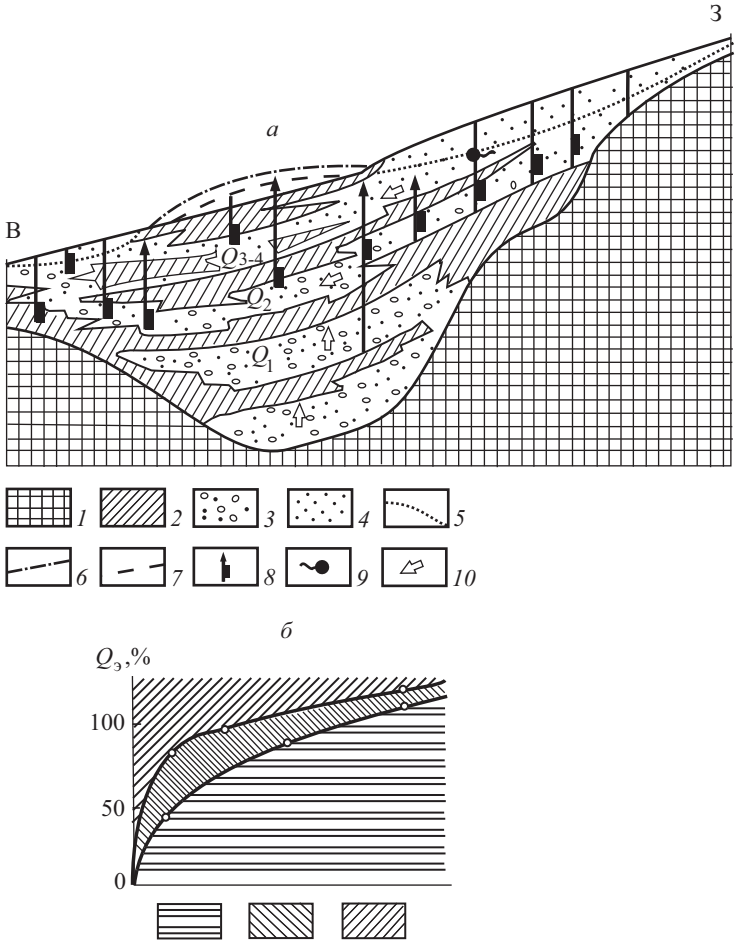


Рис. 34. Месторождение подземных вод во внутридолинном конусе выноса (по Никитину, 1988):

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* – запасы соответственно верхнего и нижнего водоносных пластов

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 и закарстованных пород и потоков трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений как самостоятельный тип месторождений характерны главным образом для территории складчатых областей (Урал, Алтае-Саянская область и др.). Водовмещающими 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 10–20 тыс. $м^3$/сут. Для крупных структур, сложенных интенсивно закарстованными породами или высокопроницаемыми породами другого типа (интенсивно-трещиноватые песчаники, неоген-четвертичные вулканогенные или вулканогенно-осадочные породы и др.), при благоприятных условиях формирования естественных или привлекаемых ресурсов эксплуатационные запасы месторождений могут достигать здесь 100 тыс. $м^3$/сут и более.

Месторождения грунтовых вод песчаных массивов подразделяются на два существенно различных подтипа: месторождения песчаных массивов пустынь и полупустынь; месторождения песчаных массивов зандровых равнин. Первый подтип месторождений является специфическим, связанным в основном с линзами и ограниченными участками распространения пресных вод среди вод с относительно повышенной минерализацией. Месторождения этого типа характеризуются, как правило, малыми величинами естественных ресурсов, и при отсутствии естественно-антропогенных источников восполнения (орошение, фильтрация из каналов и др.) или привлекаемых ресурсов структура эксплуатационного водоотбора формируется здесь за счет сработки естественных запасов пресных вод. Эксплуатационные запасы месторождений обычно не превышает 10 тыс. $м^3$/год, в условиях интенсивного естественно-антропогенного восполнения (крупные прирусловые и приканальные линзы пресных вод) – до 50 тыс. $м^3$/сут.

Месторождения песчаных массивов зандровых равнин и ***месторождения подземных вод межморенных отложений*** наряду с месторождениями речных долин являются основными типами месторождений четвертичных отложений области ледниковой аккумуляции. 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. $м^3$/сут, в переуглубленных ледниковых долинах – до 100 тыс. $м^3$/сут и более) эксплуатационных запасов подземных вод месторождений этих типов могут быть различными.

Месторождения подземных вод областей распространения многолетнемерзлых пород до настоящего времени изучены относительно слабо. В принципе, они могут быть связаны с наличием пресных подмерзлотных, межмерзлотных и надмерзлотных подземных вод 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 собственно месторождения пресных подземных вод могут практически отсутствовать.

Подземные воды на территории Беларуси. На территории Беларуси пресные подземные воды связаны с тремя повсеместно выдержанными водоносными комплексами (верхнепротерозойских отложений и верхней трещиноватой зоны кристаллического фундамента, девонских отложений, отложений четвертичной системы), а также с водоносными комплексами кембро-силурийских, силурийско-ордовикских, каменноугольных, пермско-триасовых, юрско-меловых и палеоген-неогеновых образований фрагментарного распространения. Из названных только водоносный комплекс четвертичных отложений нацело представлен пресными водами питьевого регистра, в разрезе более древних отложений пресные воды приурочены к верхним, хорошо промытым частям водоносных комплексов и с глубиной сменяются минерализованными водами и рассолами.

Впервые вопрос о глубинной позиции границы раздела пресных (менее 1 г/дм^3) и более минерализованных (более 1 г/дм^3) подземных вод обсуждался (Богомолов, Козлов, 1969) в связи с проблемой гидрогеологической зональности территории Беларуси. Было установлено, что мощность зоны активного водообмена варьирует в зависимости от геолого-структурных и гидродинамических условий недр от 50 до 400 м, а зоны наименьшей мощности (50–150 м) связаны с долинами Западной Двины (участок Новополоцк – Верхнедвинск) и Березины (Березино – Паричи).

Современная структура слоя пресных подземных вод Беларуси представлена картой-схемой (рис. 35), составленной (Кудельский и др., 1995, 2000) на основе материалов гидрогеохимического опробования и геофизических исследований скважин.

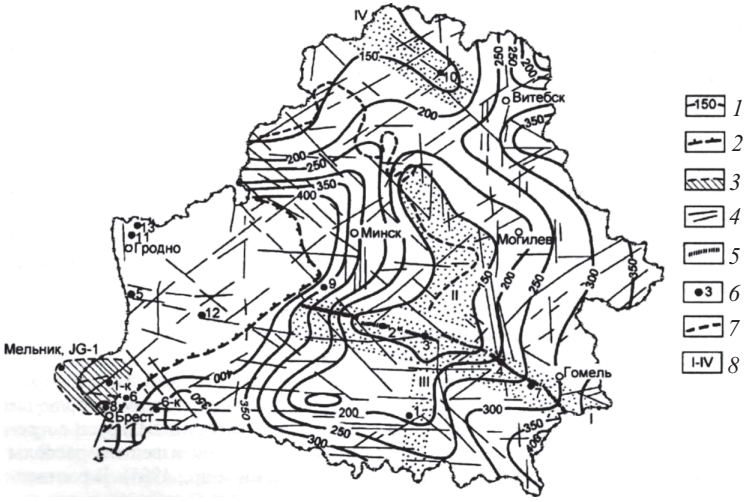


Рис. 35. Карта-схема мощности слоя пресных подземных вод на территории Беларуси (Подземные воды Беларуси, 1998):

1 – изолинии глубин залегания подошвы слоя пресных подземных вод, м; *2* – области развития слоя пресных вод мощностью более 450 м; *3* – области развития слоя пресных вод мощностью более 1000 м; *4* – разнопорядковые разломы; *5* – Северо-Припятский разлом; *6* – характерные гидрогеохимические аномалии; *7* – зона выклинивания сульфатно-доломитово-мергельной гипсоносной пачки наровского горизонта; *8* – наиболее крупные зоны разгрузки глубинных минерализованных вод: I – Северо-Припятская, II – Березинская, III – Уборть-Птичская, IV – Западно-Двинская

В соответствии с картой-схемой максимальные мощности слоя пресных вод (более 450 м) свойственны наиболее поднятым участкам Белорусской антеклизы (преимущественно Гродненская область), менее значительные мощности (300–400 м) тяготеют к метастабильным тектоническим элементам Московской синеклизы, Брестской впадины, северной периферии Украинского кристаллического щита и Брагинско-Лоевского выступа. Минимальные мощности (менее 150 м) пресных подземных вод зафиксированы в зонах дизъюнктивных нарушений районов Микашевичского выступа, восточной периферии Белорусской антеклизы и ряда геологических структур на севере и северо-западе республики.

Общий объем пресных вод питьевого регистра варьирует в пределах 7852,9–10470,5 км^3, площадь зон с их минимальной мощностью (менее 150 м) превышает 12% от общей площади Беларуси (табл. 16).

Таблица 16

Объем тела пресных подземных вод на территории Беларуси (А.В. Кудельский, 1998)

Мощность слоя, м	Площадь распространения		Объем, км^3	
	км^2	относительно территории Беларуси, %	водовмещающих пород	пресных вод (коэффициент водоотдачи 0,15–0,20)
> 400	36 544,00	17,60	14 617,60	2192,64–2923,52
350–400	16 865,92	8,12	5903,07	835,46–1180,61
300–350	35 316,48	17,02	10 594,90	1589,23–2118,98
250–300	31 980,96	15,40	7995,24	1199,28–1599,05
200–250	30 883,52	14,88	6176,24	926,50–1235,34
150–200	30 786,08	14,83	4617,91	692,69–923,58
100–150	23 721,28	11,43	2372,13	355,82–474,43
< 100	1501,76	0,72	75,09	11,26–15,02
Итого	207 590,00	100,00	52 352,64	7852,90–10 470,53

13.2.2. Минеральные подземные воды

Минеральными называются природные воды, особенности состава и свойств которых (радиоактивность, повышенные концентрации обычных и (или) наличие специфических ком-

понентов и др.) позволяют использовать их в качестве лечебных или промышленных. Общее солесодержание (минерализация) вод составляет 1–35 г водорастворенных веществ в 1 дм^3. Природные водные растворы с солесодержанием свыше 35 г/дм^3 называются ***рассолами***, и практически все их химические разновидности применяются или могут применяться в бальнеотерапии. Максимальное солесодержание природных рассолов может достигать 350–600 г/дм^3 и более (Мойнакский лиман в Крыму, 180 г/дм^3; русло Узбоя в районе грязевого курорта «Моллакара» в Туркменистане, более 300 г/дм^3; Мертвое море, до 350–400 г/дм^3, подземные рассолы Припятского прогиба, до 400–500 г/дм^3 и более). Основной особенностью химического состава минеральных вод является присутствие обычных или специфических компонентов (CO_2, H_2S, N_2, Br, I, 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 др.) по аналогии с твердыми полезными ископаемыми называют продуктивными. Продуктивными могут быть элементы как горно-складчатых, так и пластовых гидрогеологических систем различного возраста и строения, в связи с чем минеральные воды характеризуются широким разнообразием минерализации, ионного, газового состава и свойств.

Лечебными минеральными называются воды, обладающие бальнеологическими свойствами благодаря наличию в их составе различных минеральных, органических или радиоактивных веществ, в том числе газов, в терапевтически активных концентрациях. К числу основных компонентов состава подземных вод, представляющих интерес для бальнеологии, относятся $CO_{2\ св}$, H_2S, Fe, As, Br, I, 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.

Существуют нормы и критерии отнесения подземных вод к категории лечебных, т.е. нижние пределы концентраций компонентов, при которых вода начинает оказывать на организм человека бальнеологическое воздействие, отличающееся от действия обычной питьевой воды (табл. 17). Одни критерии обоснованы физиологическими признаками (реакция покраснения кожи, тепловые ощущения и т.д.), другие – клинически-

ми оценками. 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. 18). Учитывается и колититр, который должен превышать 100 для купальных и 300 для лечебных питьевых вод.

Таблица 17

Основные показатели и нормы оценки минеральных лечебных вод (по Иванову, Невраеву, 1967)

Показатели	Критерий (не менее)
Минерализация, г/л	2,0
Газонасыщенность, мл/дм^3	50
CO_2, г/дм^3	1,4 (купальные)
	0,5 (питьевые)
H_2S	10
As	0,7
Fe_4O_3	20
Br	25
I	5
$H_2SiO_3 + HSiO_3$, мг/дм^3	50
Rn, нКи/дм^3	5

Таблица 18

Предельно допустимые концентрации (ПДК) некоторых токсичных и вредных веществ для питьевых минеральных вод

Компонент	ПДК, мг/дм^3	
	Лечебно-столовые воды	Лечебные воды
1	2	3
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

Окончание табл. 18

1	2	3
Cr	0,5	0,5
Ra	$5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$
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

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 органические вещества, с формулой ионного состава

$$M_{10,5-11,5}\,\frac{Cl66HCO_3 19}{Na92(Ca + Mg)7}.$$

Общая концентрация этих ионов в крови – около 300 ммоль/дм^3, 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/дм^3. Воды с такой минерализацией и меньшей применяют на курортах для питья, с минерализацией 2–8 г/дм^3 – в качестве лечебно-столовых, с минерализацией 10–140 г/дм^3 – как купальные. При превышении этих норм вода подлежит разведению с условием сохранения кондиционности по терапевтически активным компонентам.

Температура, не являясь сама по себе бальнеологическим фактором, служит важным показателем. Наиболее рентабельны воды с температурой 35–42 °С, более холодные требуют подогрева, более горячие – охлаждения.

В зависимости от состава фармакологически активных компонентов и газов минеральные воды разделены на восемь ос-

новных бальнеологических групп с подгруппами по газовому составу:

- углекислые;
- сульфидные (CH_4, N_2 или CO_2);
- железистые, мышьяковистые и др. (N_2, CO_2);
- бромные, йодобромные и йодные $(N_2, CH_4)^{2-}$;
- с повышенным содержанием органических веществ (N_2, CH_4);
- радоновые (N_2, CO_2);
- кремнистые термальные (N_2, CH_4, CO_2);
- без специфических компонентов и свойств (лечебные минеральные воды, бальнеологическое действие которых определяется составом макрокомпонентов и величиной минерализации).

Характеристика вышеуказанных групп минеральных лечебных вод Беларуси дана в § 14.4.

13.2.3. Промышленные воды

Промышленными называются воды, содержащие полезные компоненты (бром, йод, бор и др.) в количествах, обеспечивающих их рентабельную добычу и переработку с использованием современных технологий в качестве сырья для химической промышленности. Кроме указанных элементов, из подземных вод извлекают литий, рубидий, цезий, калий, магний, поваренную соль, сульфат натрия, радий, стронций, гелий и др.

Согласно определению промышленных вод, во-первых, необходимы специальная оценка и обоснование минимальных концентраций полезных компонентов, позволяющих квалифицировать те или иные воды как промышленное сырье для каждого конкретного района или участка, в связи с чем устанавливаются разные абсолютные величины этих показателей для районов с различными геолого-гидрогеологическими и экономико-географическими условиями; во-вторых, необходим пересмотр этих показателей в зависимости от уровня развития технических средств, технологии производства, спроса на данный вид минерального сырья и т.д. Важность экономического аспекта использования минеральных вод в качестве сырьевой базы обусловлена рядом обстоятельств. Даже при высоком содержании полезных компонентов добыча и использование сырья могут оказаться экономически нецелесообразными из-за

большой глубины залегания, сложностей очистки и утилизации отходов производства, удаленности от потребителя, отсутствия транспортно-подъездных путей и др.

В то же время подземные воды как сырьевая база имеют ряд преимуществ: они характеризуются большими запасами и содержат, как правило, не один, а несколько полезных компонентов (по запасам редких металлов промышленные воды превосходят твердое рудное сырье); могут попутно использоваться в бальнеологических целях или для теплоснабжения; добыча промышленных вод из скважин с помощью откачки или при самоизливе значительно дешевле горных работ и одновременно является средством транспортировки их на поверхность.

Подземные промышленные воды в основном относятся к группе высокоминерализованных вод и рассолов. На территории Беларуси высокоминерализованные подземные воды обнаружены в Припятском прогибе на глубинах от 2000 до 5000 м с очень высоким содержанием растворенных солей – до 400–500 г/дм^3. В ионно-солевом составе этих рассолов широко представлены такие биологически активные элементы, как йод и бром, многие другие жизненно важные элементы и соединения. Несомненно, использование подобных рассолов представляет особый интерес для курортологов в практике бальнеолечения в Беларуси по примеру использования рассолов Мертвого моря, крымских лиманов, санатория «Моллакара» в Туркменистане и множества других, широко известных в мире санаторно-курортных комплексов.

Существует, однако, и другая сторона проблемы использования крепких рассолов Припятского прогиба. По содержанию редких и рассеянных химических элементов и соединений эти рассолы представляют новый для республики вид горно-химического минерального сырья (Кудельский и др., 1985).

В составе рассолов содержится много йода, брома, стронция, редких металлов. По своему химическому составу рассолы Припятского прогиба во многом уникальны, что определяет их как чрезвычайно перспективный (и новый для Беларуси) гидрохимический источник промышленного извлечения ряда ценных элементов и соединений. Среди них в качестве возможной товарной продукции можно назвать карбонаты магния, кальция, стронция и лития, хлорид натрия, углекислый газ, борную кислоту, йод кристаллический, натрий бромистый, рубидий металлический и некоторые другие. Сегодня проблема использования этого вида горно-химического сырья (жид-

ких руд Беларуси) состоит только в создании современных технологий извлечения из рассолов указанных ингредиентов, квалифицированное исследование конъюнктуры рынка на продукцию и столь же квалифицированный менеджмент.

Отсутствие или же несоответствие хотя бы одного из перечисленных элементов требованиям промышленного освоения белорусских рассолов не может привести к успеху, но может надолго дискредитировать проблему практического использования этого вида горно-химического сырья, как это уже случилось в 2001–2003 гг. при попытке создать и освоить технологии переработки йодо-бромных рассолов Боровиковской площади.

13.2.4. Теплоэнергетические воды

Теплоэнергетическими называются воды с температурой более 85 °С. Однако в некоторых случаях для целей теплофикации используются также воды с температурой 20–35 °С.

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, рыборазведении, для оттаивания многолетнемерзлых пород, в бальнеологических целях (менее 70 °С). Попутно из термальных вод в ряде случаев извлекают ценные компоненты: Li, B, Br, I, редкие металлы и др. Разработаны различные технологические схемы создания «подземных котлов» (закачка в недра холодной и извлечение горячей воды), использования «теплообменников» для «передачи» тепла подземных вод искусственным теплоносителям и др.

Термальные воды широко используются для этих целей более чем в 70 странах мира: в США, на Филиппинах, в Исландии, Новой Зеландии, Италии, Индонезии, Японии, Венгрии и др.

В последнее время бурными темпами развиваются разведка и использование теплоэнергетических вод в США, где общая мощность теплоэнергетических станций превышает 3000 МВт. В России работают Паужетская, Средне-Паратунская, Мутновская геотермальные станции на Камчатке.

По В.И. Кононову, гидротермальные ресурсы можно разделить на две крупные группы: формирующиеся в региональном

тепловом поле (пластовые воды артезианских бассейнов); формирующиеся в аномальных геотермических условиях под влиянием магматических и вулканических процессов (трещинные и трещинно-жильные воды горно-складчатых областей). Значительные ресурсы обладающих высоким теплоэнергетическим потенциалом парогидротерм (100–180 °С) имеются только во второй группе – в областях современного вулканизма, кайнозойской складчатости и, редко, в глубоких зонах герцинских платформ. В России, например, к ним относятся районы юго-востока Камчатки, Курильских островов и Западной Сибири, где мезокайнозойские отложения на глубинах свыше 1,5–3,0 км содержат огромные запасы вод с температурой до 150 °С. Большая часть ресурсов термальных вод с температурой 70–90 °С сосредоточена в недрах горно-складчатых областей, межгорных впадин и предгорных прогибов. Большие запасы низко- и среднепотенциальных вод (35–70 °С) имеются в глубоких частях артезианских бассейнов Русской платформы, Западно-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.

Поскольку минерализация термальных вод может изменяться от 0,3 до 200 г/дм^3 и более при разном 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 осуществлять попутное извлечение из подземных вод ценных компонентов.

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы основные направления хозяйственного использования подземных вод?
2. Как классифицируются запасы и ресурсы подземных вод?
3. Что представляет собой балансовая структура эксплуатационного водоотбора?
4. Как распределяются естественные ресурсы подземных вод по частям света и странам мира?
5. Какими ресурсами подземных вод располагает Беларусь?
6. Какие месторождения пресных подземных вод рассматриваются в качестве основных типов?
7. Каковы особенности распространения пресных подземных вод на территории Беларуси?
8. В чем суть понятий «минеральные лечебные», «промышленные» и «теплоэнергетические» подземные воды?
9. Как используются промышленные воды в качестве химического сырья?
10. Как используются теплоэнергетические подземные воды?

Часть 2

ГИДРОГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ

14. Гидрогеологическое районирование территории Беларуси

Основы современного гидрогеологического районирования территории Беларуси заложил А.П. Лавров. По геоструктурным, гидрогеологическим и физико-географическим условиям на территории республики он выделил Прибалтийский, Брестский, Припятский артезианские бассейны и западную часть Московского артезианского бассейна.

В 1969 г. М.Ф. Козловым была предложена общая схема гидрогеологического районирования, в дальнейшем использованная им при составлении карты минеральных вод Беларуси. На основе структурно-тектонического принципа он выделил артезианские бассейны, расположенные в одноименных впадинах: Брестский, Прибалтийский, Оршано-Витебский, Припятский.

В этом же году М.Г. Медведева по такому же принципу выполнила районирование юго-востока Беларуси, где выделила ряд гидрогеологических районов и подрайонов.

В сводном томе «Гидрогеология СССР. Том II: Белорусская ССР» А.С. Кабановым произведено районирование территории республики по крупным геологическим структурам с выделением четырех гидрогеологических районов: Белорусский гидрогеологический массив, Припятский и Брестский артезианские бассейны, а также западная часть Подмосковного артезианского бассейна (Оршанская впадина).

В 1975 г. в работе «Гидрогеология глубинных зон артезианских бассейнов Белоруссии» Л.И. Шаповал, М.Г. Медведева

рассматривают вопросы гидрогеологического районирования с позиции структурно-тектонического и естественно-исторического принципов. Ими используется термин «водонапорная система», отождествляемый с понятиями «бассейн» и «артезианский бассейн». В составленной схеме выделяются Оршанский, Прибалтийский, Брестский и Припятский артезианские бассейны.

В 1982 г. А.П. Лавров, С.П. Гудак, Я.М. Шилинская и другие предложили схему гидрогеологического районирования, в основу которой положено строение кристаллического фундамента. По рельефу фундамента авторами уточнены границы ранее выделенных артезианских бассейнов и выделены артезианские бассейны первого порядка: Днепровско-Донецкий, Московский, Мазовецко-Люблинский, Прибалтийский, а также северная краевая часть Волынско-Подольского. В пределах первых трех выделены артезианские бассейны второго порядка: Припятский, Оршанский и Подлясско-Брестский соответственно, границами между которыми являются поднятия фундамента и седловины в фундаменте.

В 1985 г. О.Н. Шпаков предложил устанавливать порядок таксономических единиц в зависимости от порядка геологических структур и выделять провинции, подпровинции, области, подобласти. В соответствии с предлагаемой схемой территория Беларуси относится к гидрогеологической структуре второго порядка – подпровинции, т.е. к системе артезианских бассейнов и сводов Русской плиты, а выделенные Прибалтийский, Московский, Днепровско-Донецкий артезианские бассейны и Белорусский артезианский свод – к структурам третьего порядка. Припятский и Оршанский артезианские бассейны, приуроченные к одноименным впадинам в предложенной схеме, относятся к гидрогеологическим структурам четвертого порядка. В Оршанском бассейне выделяются более мелкие бассейны пятого порядка, соответствующие Витебской и Могилевской мульдам.

В 1977 г. М.Ф. Козлов выполнил гидрогеологическое районирование Полесского региона для целей мелиорации.

В основе этих построений лежат различные принципы; общим недостатком, на наш взгляд, является игнорирование исследователями основополагающего представления о единстве структурно-геологической основы как вмещающей среды и массы подземных вод, помещающихся в этой среде.

На основании принципов регионального районирования, изложенных в работах Е.В. Пиннекера, Г.Н. Каменского и Н.И. Толстихина в соответствии с конкретной геолого-гидрогеологической обстановкой в республике, разработано гидрогеологическое районирование территории Беларуси (Кудельский и др., 1998), в основу которого положено сочетание структурно-геологических и гидрогеологических особенностей региона. В качестве основных единиц районирования выделяются: гидрогеологический бассейн (ГГБ), гидрогеологический массив (ГГМ) и гидрогеологический район (ГГР) (рис. 36).

В вертикальном разрезе гидрогеологических структур выделяются гидродинамические системы: грунтовых вод, артезианские, элизионные, термогидродинамические, а также переходного и промежуточного типов. Условия и механизмы формирования пластовой энергии в разных гидродинамических системах различны.

В пределах территории Беларуси выделены: Белорусский, Воронежский и Украинский гидрогеологические массивы; Оршанский, Припятский, Брестский, Днепровско-Донецкий, Волынский и Балтийский гидрогеологические бассейны; Городокско-Хатецкий, Бобруйский, Микашевичско-Житковичский, Луковско-Ратновский, Латвийский, Жлобинский, Полесский и Брагинско-Лоевский гидрогеологические районы (рис. 36). Отдельные гидрогеологические структуры имеют преобладающее развитие только на территории республики (Белорусский ГГМ, Оршанский, Припятский и Брестский ГГБ), другие (Воронежский ГГМ, Днепровско-Донецкий и Балтийский ГГБ, некоторые гидрогеологические районы) занимают небольшие участки ее площади, являясь доминирующими структурами смежных территорий России, Украины и Прибалтийских стран.

Белорусский гидрогеологический массив располагается в центральной и северо-западной частях республики. Представляет собой крупный резервуар подземных вод, сопряженный с тектонической структурой Белорусско-Мазурской антеклизы и ее склонов. Общая мощность водовмещающих пород осадочного чехла ГГМ колеблется от 80 до 500-–1000 м.

Оршанский гидрогеологический бассейн является частью Московского мегабассейна подземных вод и приурочен к центру и северо-востоку Беларуси. В геолого-структурном отношении Оршанский ГГБ соотносится с юго-западным оконча-

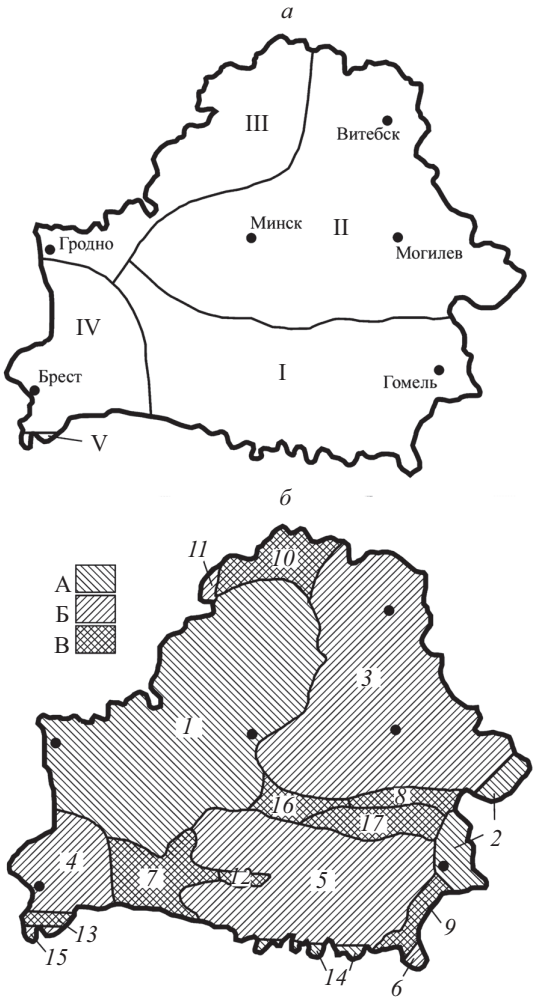


Рис. 36. Схема гидрогеологического районирования Беларуси:

а – артезианские бассейны: I – Припятский (Днепровско-Донецкий), II – Оршанский (Московский), III – Прибалтийский, IV – Брестский (Мазовецко-Люблинский), V – Волыно-Подольский; *б* – гидрогеологические массивы (А): *1* – Белорусский, *2* – Воронежский, *14* – Украинский; гидрогеологические бассейны (Б): *3* – Оршанский, *4* – Брестский, *5* – Припятский, *6* – Днепровско-Донецкий, *11* – Балтийский, *15* – Волынский; гидрогеологические районы (В): *7* – Полесский, *8* – Жлобинский, *9* – Брагинско-Лоевский, *10* – Латвийский, *12* – Микашевичско-Житковичский, *13* – Луковско-Ратновский, *16* – Бобруйский, *17* – Городокско-Хатецкий

нием Московской синеклизы и непосредственно граничит с Белорусским ГГМ. Мощность осадочных пород в пределах гидрогеологической структуры достигает 1500–1700 м.

Припятский гидрогеологический бассейн расположен на юго-востоке республики и пространственно совпадает с тектонической структурой Припятского прогиба. Мощность осадочных водовмещающих пород в пределах ГГБ наибольшая в республике (до 6200 м). Гидрогеологический разрез характеризуется наибольшей развитостью: здесь зафиксированы гидродинамические системы от грунтовых вод до термогидродинамической.

Брестский гидрогеологический бассейн является частью крупного Мазовецко-Люблинского бассейна подземных вод. Находится на западе и юго-западе государства и совмещается с белорусской частью Подлясско-Брестской впадины. Мощность осадочной толщи в пределах ГГБ до 1800 м и немногим более.

На территорию восточной Беларуси замыкается юго-западное окончание Воронежской антеклизы, соответствующее небольшой части одноименного гидрогеологического массива (восточнее меридиана Гомель – Чечерск). В районе сочленения Припятского прогиба и Украинского щита отдельные участки площади республики относятся к структуре ***Украинского ГГМ***.

Ограниченные по площади территории на юго-востоке и юго-западе республики относятся соответственно к ***Днепровско-Донецкому*** (восточнее г. Комарин) и ***Волынскому*** (район п. Томашевка) ***гидрогеологическим бассейнам***.

Как известно, в природных условиях не существует четких определенных границ между объектами и явлениями. В полной мере это утверждение относится и к геологическим объектам: между тектоническими структурами нет явных геологических границ. Не существует и резких границ между гидрогеологическими бассейнами и массивами, переходные зоны между которыми выделяются в особые гидрогеологические структуры – гидрогеологические районы (ГГР).

Гидрогеологический район Латвийской седловины занимает небольшую территорию на северо-западе Беларуси, совпадает с периклинальной частью геологической структуры Прибалтийской впадины и соответствующей частью Балтийского ГГБ. Гидрогеологический район Жлобинской седловины приурочен к переходной зоне между Оршанским ГГБ и ГГР Городокско-Хатецкой тектонической ступени. Гидрогеологический

район Полесской седловины размещается на территории белорусского Припятского Полесья. ГГР Брагинско-Лоевской седловины располагается между Припятским ГГБ и гидрогеологической структурой Днепровско-Донецкого прогиба. Микашевичско-Житковичский и Бобруйский выступы фундамента выделяются в отдельные гидрогеологические районы. Небольшой участок территории юго-запада республики южнее широты г. Малорита обособляется в Луковско-Ратновский ГГР.

Следует подчеркнуть, что в основу предложенного районирования положен *структурно-гидрогеологический принцип* (в соответствии с разработками Н.И. Толстихина, А.М. Овчинникова, И.К. Зайцева, Н.А. Маринова, Г.В. Богомолова и многих других), а это означает, что районируются не подземные воды, а природные водовмещающие резервуары, что непосредственно следует из общей идеи единства вод Земли. Структурно-гидрогеологический принцип позволяет выделить на территории Беларуси гидрогеологические структуры (бассейны, массивы, районы), обладающие целостностью всей совокупности гидрогеологических условий, и наиболее полно раскрыть гидрогеологические закономерности изученной территории.

В схемах, разработанных ранее (Г.В. Богомолов, А.П. Лавров, М.Ф. Козлов и др.), речь шла об артезианских бассейнах, т.е. о характеристике условий самой верхней части гидрогеологического разреза, а именно зоне пресных вод или активного водообмена. На современном этапе развития гидрогеологии доказано, что в разрезе литосферы существуют гидродинамические системы, отличающиеся характером формирования пластового давления. Так, далее при характеристике гидрогеологической зональности осадочного чехла (§ 14.2) приводится описание гидродинамических систем: грунтовых вод, артезианской, элизионной, элизионно-термодинамической. По этой причине выделены гидрогеологические структуры: бассейны, массивы, районы. Понятие «артезианский бассейн» в работе не используется.

14.1. Основные водоносные горизонты и комплексы

Подземные воды на территории Беларуси приурочены к породам кристаллического фундамента и к осадочным образованиям верхнего протерозоя-кайнозоя. Основными таксономическими единицами региональных геологических подразделений

являются горизонты и комплексы. **Водоносный горизонт** – относительно выдержанная и единая в гидравлическом отношении толща (пласт, слой и т.д.) водопроницаемых пород, поры, трещины или пустоты которых заполнены подземной водой. **Водоносный комплекс** – выдержанная толща одно- или, чаще, разновозрастных и разнородных пород, обладающая гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими особенностями. Иногда в комплекс объединены несколько сходных в гидрогеологическом отношении горизонтов. В специально оговоренных случаях употребляются термины: «водоносные зоны» и «водоносные толщи» (подземные воды девонских и других отложений).

Вскрытая буровыми скважинами часть литосферы Беларуси характеризуется многообразием гидрогеологических обстановок. Известные гидрогеологам около сорока водоносных горизонтов и комплексов отличаются своим литологическим содержанием, пространственной структурой и распространением, а также характером и параметрами подземных вод, содержащихся во вмещающих горных породах.

Подземные воды четвертичных отложений. Четвертичные отложения почти сплошным чехлом покрывают всю территорию Беларуси. Небольшие мощности отложений зафиксированы в Белорусском Полесье и в восточной части республики в пределах Оршано-Могилевской равнины (20–60 м), на крайнем севере и северо-востоке Белорусского Поозерья (30–50 м), а также в пределах почти всей Центрально-Березинской равнины (40–60 м). Максимальная мощность вскрыта в центральной части республики (Белорусская гряда), где она составила 325 м.

Разрез антропогена представлен чередованием моренных образований (супесей и суглинков) с водно-ледниковыми, аллювиальными и озерно-болотными отложениями (песками, супесями и торфами). Необходимо отметить, что водовмещающие отложения антропогена характеризуются пестротой и разнообразием литологического состава, частыми выклиниваниями и фрагментарностью площадного распространения. В гидрогеологическом отношении выделяются водоносные горизонты и комплексы в надморенных, межморенных и подморенных отложениях и разделяющие их слабопроницаемые водоупорные толщи моренных отложений.

Водоносный горизонт грунтовых вод приурочен к разновозрастным отложениям антропогена. Водовмещающими служат водно-ледниковые отложения поозерского, сожского и днепровского оледенений, верхнечетвертичные и современные

аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-болотные образования. Мощность горизонта грунтовых вод весьма изменчива (от 0,1 до 30 м) и составляет в среднем 5–15 м. Водообильность вмещающих пород весьма пестрая: коэффициенты фильтрации изменяются от тысячных долей до 35 м/сут, удельные дебиты колеблются от 0,01 до 5,0 л. Глубина залегания уровня грунтовых вод варьирует от 0,1 до 10–14 м и более, но в основном не превышает 5 м. Уровенная поверхность грунтовых вод в сглаженном виде повторяет рельеф дневной поверхности. На участках распространения линз и прослоев супесей, суглинков и глин возможно формирование местных напоров (до 2–3 м). Амплитуды сезонных колебаний уровня грунтовых вод обычно не превышают 1,5–2,0 м. Минимальные величины колебаний наблюдаются на болотных массивах – 0,1–0,4 м, максимальные – в долинах крупных рек. Питание горизонта осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в долинах рек также и за счет разгрузки напорных вод более глубокозалегающих водоносных горизонтов и комплексов. Грунтовые воды наряду с водами спорадического распространения в моренных и конечно-моренных отложениях широко эксплуатируются многочисленными колодцами и мелкими скважинами, составляя основу водоснабжения сельских населенных пунктов и небольших городов на территории всей республики.

Важнейшими водоносными комплексами четвертичных отложений, содержащими напорные подземные воды, являются сожский-поозерский, днепровский-сожский и березинский-днепровский (табл. 19).

Таблица 19

Основные гидрогеологические параметры межморенных водоносных комплексов

Водоносные комплексы	Глубина залегания кровли водоносного комплекса от поверхности Земли, м	Мощность водовмещающих отложений, м	Коэффициент фильтрации водовмещающих пород, м/сут	Удельный дебит, л/с
1	2	3	4	5
Сожский-поозерский водноледниковый (f,lgIIsž-IIIpz)	От нескольких до 90	3–50	1–16	0,01–3

Окончание табл. 19

1	2	3	4	5
Днепровский-сожский водноледниковый (f,lgIId-sž)	От 2–40 до 100–195	2–74	0,01–78	0,01–15
Березинский-днепровский водноледниковый (f,lgIbr-IId)	От нескольких до 170	От 2–10 до 100–170 и более	0,0003–52,7	От тысячных до 4–5

Сожский-поозерский водоносный комплекс распространен в северной части республики. Его южная граница совпадает с границей поозерского оледенения. Глубина залегания кровли комплекса колеблется от нескольких до 90 м, а мощность водовмещающих отложений – от 3 до 50 м, составляя в среднем 10–20 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 3 до 55 м (в долинах рек иногда выше поверхности Земли). Величина напора над кровлей достигает 80 м. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород составляют в среднем 1–16 м/сут, а удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 3 л/с.

Днепровский-сожский водоносный комплекс распространен на большей части республики, за исключением Полесья. Южная граница распространения комплекса близка к границе сожской стадии Припятского оледенения. Глубина залегания кровли водоносных пород колеблется от 2–40 м в долинах рек до 100–195 м на водоразделах. Мощность водовмещающих отложений изменяется от 2 до 74 м, составляя в среднем 15–30 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 6 м в долинах рек и до 30–35 м на водоразделах. Наибольшие глубины залегания уровня наблюдаются на участках конечноморенных образований. Величины напоров изменяются от 1 до 165 м, снижаясь к долинам рек. Водообильность и фильтрационные свойства пород весьма разнообразны. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород колеблются от 0,01 до 78 м/сут, наиболее распространены значения 1–30 м/сут. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 15 л/с (в основном 0,1–1,5 л/с).

Березинский-днепровский водоносный комплекс распространен почти на всей территории, отсутствует лишь в пределах небольших участков на севере республики. Глубина залегания водовмещающих пород колеблется от нескольких до

170 м, а мощность их – от 2–10 до 100–170 м и более в разрезе древних погребенных долин. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от +2,5 до 78 м, величина гидростатического напора изменяется от 1 до 134 м. Водовмещающие породы характеризуются пестрой водообильностью. Коэффициенты фильтрации варьируют от 0,0003 до 52,7 м/сут (чаще 1–10 м/сут), а удельные дебиты скважин – от тысячных долей до 4–5 л/с.

Моренные отложения, разделяющие водоносные комплексы, отличаются площадной невыдержанностью как по мощности, так и по литологическому составу. Мощность морен составляет в среднем 10–30 м, однако в доледниковых долинах и экзарационных депрессиях возрастает до 50–60 и даже 100–120 м. Отложения представлены в основном суглинками и супесями, часто с валунами, линзами и прослоями песков. В долинах рек, где моренные отложения нередко размыты, а также на участках фациального замещения суглинков и супесей песками существуют так называемые гидрогеологические окна, через которые осуществляется гидравлическая связь межморенных водоносных комплексов как между собой, так и с грунтовыми и поверхностными водами. Учитывая степень водопроницаемости, они выделены как слабоводоносные локально-водоносные комплексы. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 25 м, местами (в поймах рек) – на 1,5–4,8 м выше поверхности Земли. Удельные дебиты скважин обычно 1–2 л/с (иногда до 7,0 л/с). Диапазон колебаний коэффициента фильтрации составляет 0,002–15–28 м/сут.

Четвертичные отложения находятся в верхней части зоны активного водообмена, что в условиях гумидного климата и высокой промытости водовмещающих пород предопределяет формирование здесь пресных и ультрапресных вод преимущественно гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава. Их минерализация колеблется от 15 до 700 мг/дм^3 и более, составляя в среднем 200–400 мг/дм^3. Формула среднего химического состава подземных вод четвертичных отложений республики имеет вид

$$M_{0,33}\,\frac{HCO_3^-89SO_4^{2-}5Cl^-5NO_3^-1}{Ca^{2+}66Mg^{2+}29Na^+4K^+1}\ pH\ 7,0.$$

Исключение составляют участки техногенного загрязнения, а также разгрузки минерализованных вод в долинах неко-

торых рек (Западная Двина, Припять, Днепр, Березина, Птичь и др.).

Подземные воды неоген-палеогеновых отложений. ***Водоносный комплекс неоген-палеогеновых отложений*** широко распространен на территории южных районов Беларуси – в Брестском и Припятском бассейнах, а также в пределах гидрогеологического района Полесской седловины.

Водовмещающими служат пески различного гранулометрического состава, реже песчаники с прослоями глин, алевритов, мергелей, углей. Глубина залегания кровли водоносного комплекса изменяется от 1,6–50 м на юге республики до 70–200 м в центральной части. Мощность вмещающих пород колеблется в широких пределах от 10–40 м (Полесская и Жлобинская седловины) до 50–110 м в Припятском бассейне.

Водоносный комплекс содержит напорные воды. Пьезометрические уровни, замеренные в скважинах, варьируют от 1,6 до 50–80 м, напоры над кровлей вмещающих отложений изменяются от 15–25 до 80–142 м. Отмечены единичные случаи самоизлива из скважин, расположенных в речных долинах (на 2–4,3 м выше земной поверхности). Водообильность комплекса характеризуется удельными расходами от 0,006–0,02 до 0,2–0,7 л/с и более, в южной части республики они существенно выше и достигают 4–8 л/с. Коэффициенты фильтрации изменяются в широких пределах от 0,08–0,7 до 3,2–30 м/сут, преобладают значения 1–5 м/сут.

Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией 0,06–0,6 г/дм^3 (преобладающая 0,2–0,4 г/дм^3). На территории Припятского бассейна зафиксированы проявления гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод повышенной минерализации (1,1–1,7 г/дм^3), что объясняется подтоком минерализованных вод из глубокозалегающих горизонтов палеозоя.

Питание водоносного комплекса в местах отсутствия перекрывающих моренных отложений происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков или может осуществляться путем разгрузки вод нижезалегающих меловых комплексов. Речные долины Днепра, Сожа и их притоков дренируют водоносный комплекс. На большей части распространения подземные воды неоген-палеогенового и четвертичных водоносных комплексов образуют взаимосвязанную гидравлическую систему, однако различия в площадном развитии, уровенном режиме и других гидродинамических параметрах не позволяют объединить их в единый водоносный комплекс.

Подземные воды меловых отложений. ***Водоносный комплекс верхнемеловых отложений*** развит на большей части территории Беларуси, отсутствует лишь на участках глубоких эрозионных врезов древних долин крупных рек и в Белорусском Поозерье.

Водовмещающими породами служат трещиноватые и закарстованные мела, мергели и известняки с редкими прослоями глин и песков маастрихтского, кампанского, сантонского, туронского ярусов и мергельно-меловая толща среднего и верхнего подъярусов сеноманского яруса. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 0–60 на востоке до 70–150 м в Припятском бассейне и 110–240 м на западе и юго-западе республики. Общая мощность мергельно-меловой толщи в северной и юго-западной частях распространения составляет 40–60 м, в Брестском и Припятском бассейнах достигает 200–290 м. Мощность наиболее трещиноватой и водообильной части разреза не превышает 30–50 м. Пьезометрические уровни устанавливаются от дневной поверхности Земли (в долинах рек) до 10–15 м на остальной территории. Зафиксировано падение абсолютных отметок пьезометрических уровней по направлению к речным долинам. Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 160–230 м (иногда выше дневной поверхности на 13,7 м), преобладающие значения в пределах 15–75 м.

Водообильность верхнемеловых отложений зависит от трещиноватости и закарстованности мергельно-меловых пород. Удельные расходы скважин изменяются от 0,002–1,5 до 10–12 л/с, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород – от 0,1 до 39 м/сут, водопроводимость – 50–100 $м^2$/сут.

Минерализация вод редко превышает 0,5 г/$дм^3$, состав гидрокарбонатный кальциевый. В Припятском бассейне в поймах Припяти и Днепра отдельными скважинами вскрыты воды повышенной минерализации (4,2–6,4 г/$дм^3$).

Водоносный горизонт альб-сеноманских отложений распространен повсеместно на территории южной Беларуси. Водовмещающие отложения представлены нижней частью сеноманского и альбским ярусами. Водоносными породами служат кварцево-глауконитовые пески, карбонатные песчаники и опесчаненный мел.

Глубина залегания кровли горизонта варьирует от 5–100 м на востоке республики до 170–280 м в Брестском и 315–375 м в Припятском гидрогеологическом бассейне, мощность водо-

вмещающих пород изменяется от 0,3–5,0 до 30–50 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках от 37 м и ниже земной поверхности до 18,8 м выше ее. Напоры над кровлей варьируют от 23–95 (Белорусский массив) до 170–280 м (Брестский и Припятский бассейны). Удельные расходы скважин водозаборов 0,001–8 л/с, соответственно коэффициенты фильтрации изменяются от 0,02 до 62 м/сут, чаще 1–20 м/сут. Воды пресные, минерализация их редко превышает 0,5 г/дм^3, состав – гидрокарбонатный натриево-кальциевый, натриевый, кальциевый и магниево-кальциевый. Отмечены случаи вскрытия вод хлоридного натриевого облика с содержанием солей до 12 г/дм^3 (скважина в окрестностях г. Слуцк, д. Поблин).

Локально-водоносный комплекс нижнемеловых (валанжин-аптских) отложений распространен преимущественно на юго-востоке республики. Водовмещающие породы представлены в основном разнозернистыми песками. Глубина залегания кровли комплекса варьирует от 100–120 до 240–420 м, мощность отложений от 2–7 до 40–70 м в Припятском бассейне. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 5–10 м, в отдельных скважинах зафиксирован самоизлив. Напоры над кровлей водоносного горизонта – от 25 до 260 м. Солесодержание пресных вод – в пределах 0,1–0,5 г/дм^3, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый. В Припятском бассейне в зонах тектонических нарушений минерализация вод нижнемеловых отложений достигает 6 г/дм^3.

Подземные воды юрских отложений. ***Водоносный комплекс верхнеюрских отложений*** распространен в Припятском бассейне, Жлобинском гидрогеологическом районе, на западе Брестского бассейна и на Белорусском массиве. Водовмещающими породами служат кавернозные и трещиноватые известняки и мергели, а также песчаники и пески келловейского и оксфордского ярусов.

Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 140–300 на востоке и западе республики до 450 м на Жлобинской седловине и в Припятском бассейне. Мощность водоносных пород достигает 45–104 м. Воды напорные: пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 2,5–66 м, напоры достигают 117–301 м; в долинах рек отмечен самоизлив из отдельных скважин. Удельные расходы водозаборных скважин на востоке распространения комплекса не превышают 0,2–0,3 л/с, на западе 0,3–3,3 л/с и более, коэффициенты фильтрации 0,07–

7,2 м/сут. Подземные воды пресные, их минерализация не более 0,5–0,9 г/дм^3, химический состав – гидрокарбонатный кальциевый.

Водоносный комплекс средневерхнеюрских отложений развит в Брестском и Припятском гидрогеологических бассейнах, западной части Белорусского массива, Оршанском бассейне и Жлобинской седловине. Представлен двумя водосодержащими толщами: верхней известняково-мергелистой (оксфордский ярус верхней юры) и нижней песчано-глинистой (келловейский ярус верхнего, батский и байосский ярусы среднего отделов юрской системы). Водоносными являются трещиноватые и кавернозные известняки и мергели, пески и песчаники. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 30–100 м на востоке республики до 350–470 м в Припятском и Оршанском бассейнах, мощность водоносных пород не более 20 м на западе Беларуси и существенно больше в Припятском прогибе (до 195 м).

Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 4–22 м, напоры варьируют от 80 до 240 м, удельные расходы скважин небольшие (до 0,25 л/с). Коэффициенты фильтрации обычно в пределах 0,1–1 м/сут. Солесодержание подземных вод 0,3–0,8 г/дм^3; в местах глубокого залегания встречены воды с минерализацией 1,1–2,1 г/дм^3.

В пределах Припятского бассейна из песчаных прослоев батского возраста мощностью 9–12 м извлекаются минеральные воды для бальнеологических целей. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине до 24,2 м или выше поверхности Земли на 0,6 м. Дебиты скважин 0,4–2,6 л/с при понижениях уровня соответственно на 30,4 и 17 м. Удельные дебиты 0,01–0,2 л/с/м.

Западнее г. Мозырь из батских отложений из интервала 344,6–354 м получены хлоридные натриевые воды с минерализацией 7,0 г/дм^3. Юго-восточнее г. Мозырь и в окрестностях г. Гомель на тех же глубинах получены слабосолоноватые (минерализация 1,8–2,7 г/дм^3) хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные натриевые воды, используемые в качестве питьевых столовых и лечебных вод.

Подземные воды триасовых и пермских отложений. ***Водо- и рассолоносный комплекс пермских и триасовых отложений*** развит преимущественно в пределах Припятского и, фрагментарно, Брестского гидрогеологических бассейнов.

В Припятском бассейне триас представлен песчано-глинистыми породами, водосодержащими из них являются пески и песчаники с прослоями конгломератов и известняков индского яруса. Кровля водоносных песчаных пород вскрыта на глубине от 120 до 600–700 м. Залегающие выше преимущественно глинистые отложения оленекского, анизийского, ладинского и рэтского ярусов по своим литолого-гидродинамическим характеристикам представляют собой региональный водоупор. Подземные воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 15–100 м от поверхности Земли. Водообильность отложений 10–45 $м^3$/сут при понижении уровня воды в скважинах на 35–200 м. Минерализация вод варьирует от 10 до 78 г/$дм^3$, состав минерализованных вод и рассолов – хлоридный натриевый.

В Брестском гидрогеологическом бассейне в разрезе триаса водоносными являются песчаные прослои в толще глин общей мощностью 2–14 м.

Пермские отложения Припятского бассейна представлены песчано-глинистыми образованиями ассельского и татарского ярусов. Наиболее обводнены разнозернистые пески и трещиноватые рыхлые песчаники верхнего отдела системы. Нижнепермские отложения представлены преимущественно глинами. Водоносные отложения опробованы: подземные воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 15–50 м от дневной поверхности; водообильность составляет 30–150 $м^3$/сут при понижениях 15–100 м. Минерализация вод и рассолов увеличивается с глубиной от 25 до 285 г/$дм^3$, преобладающий состав – хлоридный натриевый, иногда сульфатно-хлоридный.

Подземные воды каменноугольных отложений. ***Водо- и рассолоносный комплекс каменноугольных отложений*** развит в Припятском гидрогеологическом бассейне и фрагментарно в пределах Волынской моноклинали. Подземные воды связаны с маломощными, невыдержанными прослоями песков, песчаников и известняков.

Глубина залегания кровли водоносных отложений изменяется от 60–80 м в западной и северо-западной частях Припятского бассейна до 1000 м и более на остальной территории.

Подземные воды напорные, статические уровни устанавливаются в 5–100 м от дневной поверхности. Притоки в скважины варьируют от 50–450 $м^3$/сут при понижениях 36–400 м. В зависимости от глубины залегания минерализация подзем-

ных вод колеблется от 12 до 185–281 г/дм^3 (на глубине более 1200 м). Соответственно с увеличением минерализации изменяется ионный состав – от гидрокарбонатно-хлоридных натриевых до хлоридных натриевых (при минерализации выше 5 г/дм^3).

Подземные воды девонских отложений. В гидрогеологическом разрезе девонских отложений выделены водо- и рассолоносные надкомплексы, комплексы, горизонты и толщи.

Водо- и рассолоносный надкомплекс фаменских отложений широко распространен на юго-востоке Беларуси, ограниченно на крайнем северо-востоке республики и отдельными участками на склонах Жлобинской и Полесской седловин. В Припятском бассейне подземные воды, входящие в надкомплекс, не образуют выдержанных по простиранию и мощности водоносных горизонтов, а залегают в виде водонасыщенных линз и прослоев в глинах, каменной соли и мергелях и условно объединяются в водо- и рассолоносные комплексы и толщу. С учетом характера вмещающих пород и гидрогеологических особенностей в составе надкомплекса можно выделить надсолевой и межсолевой водо- и рассолоносные комплексы, а также рассолоносную толщу, приуроченную к внутрисолевым породам верхнего солевого литологического комплекса.

Надсолевой девонский водо- и рассолоносный комплекс связан с верхней частью стрешинского и практически всем объемом полесского горизонта. Глубина залегания кровли вмещающих карбонатно-глинистых и терригенных пород варьирует от 70–150 до 700–2000 м. Общая мощность девонских надсолевых пород может составлять 1000 м и более.

Подземные воды и рассолы высоконапорные. Статические уровни устанавливаются на глубинах 140–150 м на западе бассейна, 40–135 м – на северо-востоке, до 30 м – в центральной части и 2–35 м – на юге. Величина напоров возрастает с запада и северо-запада на юг и юго-восток, в этом же направлении по мере увеличения песчанистости отложений увеличиваются притоки в скважины, удельные дебиты возрастают от 0,006 до 3–5 м^3/сут. Минерализация подземных вод и рассолов изменяется от 0,3–2,0 г/дм^3 (глубина 300–400 м) на северо-западе до 132–367 г/дм^3 на юго-востоке бассейна. Общему солесодержанию соответствует химический состав: воды низкой минерализации – гидрокарбонатные кальциевые; с увеличением концентрации в ионном составе резко возрастает содержание хлора и натрия.

Рассолоносная толща, приуроченная к внутрисолевым породам верхнего солевого литологического комплекса (лебедянский, оресский и нижная часть стрешинского горизонта). Глубина залегания кровли рассолоносных песчано-глинистых и карбонатных отложений изменяется от 300 (Солигорск, Старобин) до 3000 м и более в центральной части бассейна. Общая мощность верхнесолевых отложений варьирует от 70 до 3250 м, причем на долю несолевых слоев на отдельных участках приходится до 75% всего разреза толщи.

Рассолы напорные, пластовые давления составляют 20–20,5 МПа на глубине 2000 м и 31,5 МПа на срезе 3000 м. На Ельской площади замерено аномально высокое пластовое давление (АВПД), составившее 49,8 МПа на глубине 2555 м. На Южно-Валавской площади зафиксировано давление 69,5 МПа на глубине 3717,5 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках от выше дневной поверхности до глубин 1000–1450 м. При опробовании скважин получены притоки 14–230 $м^3$/сут. На Ельской площади отмечен самоизлив с расходом 1560–1730 $м^3$/сут.

Минерализация рассолов варьирует от 100 до 390 г/$дм^3$, в разрезе Старобинского месторождения калийных солей отмечена капель с минерализацией 484 г/$дм^3$, состав – хлоридный натриевый и кальциевый. Верхнесолевой литологический комплекс в целом может рассматриваться как региональный водоупор, оказывающий значительное влияние на формирование гидродинамической обстановки в Припятском гидрогеологическом бассейне.

Межсолевой водо- и рассолоносный комплекс по своему объему соответствует задонскому, елецкому и петриковскому литолого-стратиграфическим горизонтам. Водо- и рассоловмещающие отложения представлены карбонатными, песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями нижнефаменского возраста. Кровля пород комплекса залегает на глубинах от 236 до 3870 м, общая мощность варьирует от 300 до 950 м, а в районах развития вулканогенных отложений достигает 1820 м. На отдельных участках, прилегающих к зонам субширотных разломов, межсолевые отложения выклиниваются.

Рассолообильность комплекса зависит от трещиноватости вмещающих пород, в разрезе карбонатных пород величина притоков в скважины, кроме того, определяется степенью их кавернозности. Максимальные притоки рассолов зафиксированы на Осташковичской и Давыдовской площадях в северной

части бассейна (600–810 м^3/сут при понижениях свыше 1000 м). В центральной части прогиба отложения практически безводные (1–3 м^3/сут), на юге притоки рассолов составляют 100–700 м^3/сут (при понижениях 100–700 м). Рассолы межсолевого комплекса высоконапорные. Нижним водоупором служит евлановско-домановичская соленосная толща, верхним – лебедянско-стрешинская. Пластовые давления варьируют от 7,8–9,8 до 39,2–44,1 МПа и более в зависимости от глубины залегания вмещающих пород, величина напора над кровлей достигает 3000 м и более. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 9 до 720 м. Минерализация рассолов увеличивается с глубиной от 115 до 390 г/дм^3, состав – хлоридный натриевый и кальциевый.

Водо- и рассолоносный надкомплекс франских отложений распространен в Припятском и Оршанском гидрогеологических бассейнах, а также в пределах Жлобинской седловины и склонов Белорусского массива. В состав надкомплекса входят водоносный комплекс франских отложений, развитых на северо-востоке республики, водо- и рассолоносный комплекс преимущественно карбонатных отложений также франского возраста, но распространенный в Припятском бассейне и имеющий более широкое площадное развитие водо- и рассолоносный комплекс старооскольских и ланских отложений.

Водоносный комплекс франских отложений северо-восточных районов. Глубина залегания кровли франских отложений (семилукский, саргаевский и ланский горизонты) варьирует от 5 до 180 м. Вмещающими породами служат трещиноватые и закарстованные известняки и доломиты, а также песчаники и алевролиты общей мощностью от 15 до 137 м, водонасыщенная часть комплекса в среднем составляет 50–75 м. Воды напорные: пьезометрические уровни скважин, расположенных в долинах рек, иногда на 5–10 м превышают отметки земной поверхности. Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 120 м. Дебиты отдельных скважин составили 47–125 л/с при понижении 1,5–35 м. В долинах Днепра (у г. Орша), Западной Двины (восточнее г. Витебск), Сарьянки и Витьбы породы комплекса выходят на поверхность, отмечено наличие восходящих источников. В основании известняково-доломитовой толщи залегают плотные глины-водоупоры, однако в целом водоносный комплекс гидравлически связан с выше- и нижележащими комплексами. Воды пресные, минера-

лизация не превышает 0,1–0,5 г/дм^3; состав – гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый.

Водо- и рассолоносный комплекс франских отложений юго-восточных районов. Здесь франские отложения представлены евлановско-ливенской соленосной толщей, а также преимущественно карбонатными образованиями ланского, саргаевского, семилукского, речицкого, воронежского и евлановского горизонтов. К водоносным отложениям, образующим подсолевую рассоловмещающую толщу, относятся преимущественно карбонатные породы общей мощностью 60–250 м, редко более (490 м). В литологическом отношении преобладают известняки и доломиты с небольшими прослоями ангидритов, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Фильтрационные свойства карбонатных пород изменяются в широких пределах, что определяет и резкую изменчивость величин притоков рассолов в скважины. Притоки в скважины колеблются от 0 до 900–1200 м^3/сут при понижениях 600–1000 м. Глубина установившихся статических уровней изменяется от 15 до 900 м, величина напора составляет 2000–2500 м над кровлей вмещающих отложений, верхним региональным водоупором служит мощная евлановско-ливенско-домановичская соленосная толща. Минерализация рассолов достигает 453 г/дм^3, состав – хлоридный кальциевый и натриевый.

Водо- и рассолоносный комплекс старооскольских и ланских отложений вскрыт в Припятском и Оршанском гидрогеологических бассейнах и на периферии Белорусского массива. Водовмещающие породы представлены преимущественно песками и песчаниками мощностью до 200 м. Глубина залегания кровли водоносных отложений изменяется от 15–156 м на северо-востоке республики до 1200–3000 м и более в Припятском бассейне. Воды напорные, в Оршанском бассейне пьезометрические уровни составляют 7–35 м, реже могут достигать 200 м и более над кровлей вмещающих отложений, удельные расходы скважин 0,001–3,6 л/с, чаще 0,5–1,0 л/с. В западной части республики воды имеют небольшую минерализацию (0,4–0,5 г/дм^3) и гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, в северных районах минерализация увеличивается до 0,7–1,5 г/дм^3 и соответственно состав изменяется на хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или хлоридный натриевый. С погружением вмещающих пород в северо-восточном направлении минерализация достигает 2,5–3,0 г/дм^3 на глубине 200–300 м, состав изменяется на хлоридно-сульфат-

ный магниево-кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый или сульфатный натриевый. В Припятском бассейне старооскольские и ланские отложения входят в состав рассолоносного комплекса, содержащего высококонцентрированные хлоридные натриевые и кальциевые рассолы. Притоки рассолов в скважины изменяются от 0,22 до 283 м^3/сут при понижениях уровня 28–807 м.

Водо- и рассолоносный комплекс витебских, пярнуских и наровских отложений эйфельского яруса распространен в пределах Белорусского массива, Припятском и Оршанском бассейнах. Водовмещающие отложения представлены преимущественно песчаниками витебского горизонта, а также трещиноватыми доломитами и известняками, реже мергелями пярнуского и наровского горизонтов. Глубина залегания кровли вмещающих пород колеблется от 70–300 м на Белорусском массиве до 60–3500 м в Припятском бассейне. Общая мощность водо- и рассолосодержащей части отложений 7–200 м. Воды напорные, пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 0,2–60 м, в долинах рек зафиксированы случаи самоизлива из скважин. Удельные расходы скважин варьируют в пределах 0,003–0,7 л/с на территории Белорусского массива и в Оршанском бассейне, значительно ниже они в Припятском прогибе (0,0007–0,04 л/с). Минерализация изменяется в широких пределах. В северной части республики она не превышает 0,3–0,6 г/дм^3, с глубиной пресные воды сменяются минерализованными (1,4–5,2 г/дм^3) водами сульфатного магниево-кальциевого и хлоридно-сульфатного кальциевого состава. В погруженных частях комплекса появляются соленые воды и рассолы (15–65 г/дм^3). В Припятском бассейне минерализация рассолов колеблется от 110–200 г/дм^3 на периферии структуры до 260–450 г/дм^3 в центральной его части. Превалирующий ионно-солевой состав рассолов хлоридный кальциевый и натриевый.

Подземные воды ордовикских и силурийских отложений. ***Водоносный комплекс ордовикских и силурийских отложений*** развит в северо-западном и юго-западном районах Беларуси. Водовмещающими служат трещиноватые известняки и доломиты с подчиненными прослоями мергелей. Глубина залегания кровли водоносных отложений 70–340 м на северо-западе и 200–450 м на юго-западе республики, мощность варьирует от 5–160 до 85–630 м.

Водоносный комплекс содержит напорные воды, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 2–49 м или выше поверхности Земли на 18,9 м. Напоры над кровлей вмещающих отложений 150–240 м. Удельные расходы скважин 0,01–4,9 л/с, чаще 0,05–0,3 л/с. Содержание растворенных солей в воде от 0,2–0,6 г/дм^3 (гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый состав) до 43,3 г/дм^3 (хлоридный натриевый, сульфатно-хлоридный натриевый состав).

Подземные воды кембрийских отложений. ***Водоносный комплекс нижнее-среднекембрийских отложений*** присутствует на северо-западе и юго-западе республики. Водовмещающими породами являются песчаники и, реже, пески, глубина залегания кровли которых варьирует в пределах от 160–190 до 620–730 м и более, мощность – от 3–30 до 50–130 м.

Воды напорные, достоверных данных об установившихся уровнях вод на юго-западе не имеется. На северо-западе пьезометрические уровни зафиксированы на глубинах до 21,2 м и отметках от 0,5 до 4 м выше уровня земной поверхности, высота напора до 473 м. Расходы скважин при опробовании комплекса составили 0,4–13,3 л/с при понижениях 22–33 м, минерализация вод колеблется от ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых (0,15 г/дм^3) до хлоридных натриевых (6,3 г/дм^3 и более).

Подземные воды верхнепротерозойских отложений. ***Водо- и рассолоносный комплекс верхнепротерозойских отложений*** широко распространен на территории республики. Глубина залегания кровли вмещающих пород изменяется от 10–100 м на Микашевичско-Житковичском выступе до 1000–4500 м в Припятском бассейне. Мощность водо- и рассолоносных отложений изменяется в широких пределах – от 10–100 до 500–1000 м.

Характеристика водо- и рассолоносных верхнепротерозойских отложений приводится в соответствии с общепринятой схемой геолого-структурного и гидрогеологического районирования.

Белорусский гидрогеологический массив. Подземные воды пресные и ультрапресные. Мощность зоны пресных вод в разрезе осадочного чехла 200–450 м. Минерализация изменяется от 0,2 до 1,0 г/дм^3, преобладает 0,3–0,8 г/дм^3. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. На большей части

массива воды напорные: пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 1–12 м, зафиксированы случаи превышения статических уровней над отметками поверхности Земли. Дебиты скважин составляют 90–170 м^3/сут.

Оршанский гидрогеологический бассейн. В разрезе верхнепротерозойских отложений здесь выделяются рифейский и вендский водоносные подкомплексы.

Рифейский водо- и рассолоносный подкомплекс развит почти повсеместно. Глубина залегания кровли водовмещающих отложений изменяется от 200–470 м на юге и западе и достигает 1100–1300 м на северо-востоке, мощность варьирует от 30 до 1000 м. Водовмещающие породы представлены преимущественно песчаниками различной зернистости, пористости и трещиноватости. Удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах от 5 до 50 м^3/сут. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 18–120 м, часто фиксируется самоизлив из скважин. Воды преимущественно минерализованные, содержание солей в них колеблется в пределах 35–50 г/дм^3 в центральной и юго-западной частях бассейна и достигает 100–170 г/дм^3 на северо-востоке, состав – хлоридный натриевый.

Вендский водо- и рассолоносный подкомплекс широко распространен на всей территории бассейна. Глубина залегания кровли вмещающих пород составляет 120–200 м на западе структуры и до 800 м на северо-востоке. Удельные дебиты скважин варьируют от 5–9 до 90–172 м^3/сут. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1,3 до 130–140 м относительно земной поверхности. В отдельных случаях статические уровни превышают отметки уровня Земли на 4–8,5 м.

Минерализация и химический состав подземных вод вендских отложений варьируют от пресных гидрокарбонатных кальциевых вод до хлоридных натриевых рассолов с минерализацией до 150 г/дм^3. В разрезе венда преимущественно водоупорные породы волынской, вильчанской и валдайской серий образуют регионально выдержанный водоупор мощностью до 300–400 м, разделяющий гидрогеологические комплексы верхнего протерозоя и палеозоя.

Брестский гидрогеологический бассейн. Верхнепротерозойские отложения в разрезе структуры подразделяются на образования валдайской и волынской серий. Туфоген-

но-осадочные породы волынской серии (ратайчицкая свита) являются региональным водоупором на всей территории бассейна. Песчаники и аргиллиты валдайской серии – водонасыщенные. Глубина залегания кровли водовмещающих пород изменяется от 150 до 630 м, мощность достигает 220 м. Подземные воды преимущественно пресные и слабоминерализованные (до 1–3 г/дм^3), лишь в погруженных частях водоносных горизонтов минерализация достигает 15–20 г/дм^3. Химический состав пресных вод гидрокарбонатный натриевый или кальциевый, минерализованных – хлоридный натриевый. Воды преимущественно напорные, пьезометрические уровни фиксируются на глубинах 0–45 м.

Припятский гидрогеологический бассейн. Водовмещающими являются разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и глин рифея, а также гляциогенные песчано-глинистые породы вильчанской серии, туфы, песчаники и алевролиты – волынской серий венда. Общая мощность отложений достигает 800 м, с ними связаны высокоминерализованные рассолы (200–465 г/дм^3). В соответствии с минерализацией их состав изменяется от хлоридного натриевого до хлоридного магниево-кальциевого. Подземные воды высоконапорные, статические уровни устанавливаются на глубинах от 170 до 1375 м, при этом напор относительно интервалов опробования может составлять 1750–3820 м. Водообильность (рассолообильность) верхнепротерозойского комплекса варьирует от нулевой до 660 м^3/сут при понижении уровня 30–700 м. В отдельных случаях при испытаниях скважин получены притоки до 800–3300 м^3/сут.

Подземные воды архей-нижнепротерозойских образований. Глубина залегания кровли фундамента изменяется от 80–250 м в сводовой части Белорусской антеклизы до 1500–1700 м в Брестской и Оршанской впадинах и до 6200 м в Припятском прогибе. Водовмещающие породы – трещиноватые и выветрелые разновидности метаморфических и интрузивных образований (гнейсов, сланцев, гранитов, сиенитов, габбро). Связанные с ними воды напорные, пьезометрические уровни фиксируются на глубинах 0,7–38,0 м и более, в отдельных скважинах наблюдается самоизлив с превышением поверхности Земли на 8,6 м. Водообильность отложений зависит от трещиноватости и выветрелости водоносных пород. Дебиты скважин колеб-

лются от 0,03 до 8,3 л/с, при понижениях 14–54 м. В местах неглубокого залегания фундамента подземные воды пресные (минерализация 0,1–0,4 г/дм^3), с глубиной пресные воды сменяются минерализованными и рассолами (14–51 г/дм^3) в Брестском и Оршанском бассейнах, а в Припятском – крепкими рассолами с солесодержанием до 400–450 г/дм^3.

14.2. Закономерности распространения подземных вод

14.2.1. Гидродинамическая зональность

Гидродинамическая зональность гидрогеологических структур представляет собой временную картину динамического состояния подземных вод, сформированную вследствие сложения разнонаправленных массообменных процессов в подземной гидросфере. В разрезе осадочного чехла традиционно выделялись три гидродинамические зоны: активного водообмена (характеризуется влиянием современной гидрографической сети); затрудненной циркуляции вод (водонапорного и упруго-водонапорного режима); застойного гидродинамического режима. С учетом современных представлений о гидродинамической зональности литосферы разработана схема гидродинамической зональности осадочного чехла Беларуси, согласно которой в зоне активного водообмена различают гидродинамические системы: грунтовых вод и артезианскую (табл. 20).

Гидродинамическая система грунтовых вод располагается в верхней части гидрогеологического разреза в интервале глубин от поверхности Земли до 45 м, водовмещающими породами являются преимущественно четвертичные отложения. Питание водоносных горизонтов и комплексов, входящих в систему, осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, гидравлической связи с поверхностными водами, а также восходящими водами более глубоких напорных горизонтов. Интенсивное латеральное движение пресных вод в теле горизонта определяется разностью потенциала гравитационной силы и направлено в сторону более низких гипсометрических отметок зеркала грунтовых вод, напор подземных вод отсутствует.

Таблица 20

Гидродинамическая зональность осадочного чехла Беларуси (Ясовеев, 2002)

Гидродинамическая система	Гидрогеологическая структура			
	Белорусский ГГМ	Брестский ГГБ	Оршанский ГГБ	Припятский ГГБ
Грунтовых вод	Глубина залегания до 45 м, мощность до 30 м, обычно не более 5–10 м. Верхняя часть зоны активного водообмена, интенсивное латеральное движение пресных подземных вод, напор отсутствует. $P_{пл} = P_{гидр} = \gamma h$			
Артезианская	Нижняя часть зоны активного водообмена, пластовое давление гидростатической природы, скорость латерального перемещения пресных подземных вод существенно снижена. $P = h + \Delta h$			
	Глубина залегания от 20 до 400 м, мощность 350–450 м	Глубина залегания от 10 до 500 м, мощность до 490 м	Глубина залегания от 10 до 300–350 м, мощность около 300 м	Глубина залегания от 10 до 200–250 м, мощность около 200 м
Элизионная	Приурочена к периферии структуры, глубина залегания более 500 м, мощность 700–800 м	Замедленное и весьма замедленное движение минерализованных вод и рассолов. Элизионный водообмен. $P_{пл} = (h + \Delta h)\gamma + P_{изб}$		
		Глубина залегания более 500 м, мощность 700–800 м	Глубина залегания 350–1500 м, мощность более 1000 м	Глубина залегания 200–2500 м, мощность более 1500–2000 м

Деградировавшая элизионно-термогидродинамическая	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Глубина залегания 2500 м и более, мощность 2000–2500 м. Зона прекращения регионального движения подземных вод. Гидростатически уравновешенные пластовые системы

Примечание. $P_{пл}$ – пластовое давление; $P_{гидр}$ – гидростатическое давление; γ – плотность воды; h – высота столба воды; Δh – гипсометрическое превышение области питания над областью разгрузки; $P_{изб}$ – избыточное давление, обусловленное сокращением порового пространства вмещающих пород под воздействием гидростатических нагрузок.

Пластовое давление в условиях гидродинамической системы тождественно гидростатическому и определяется высотой и плотностью столба воды.

Температура грунтовых вод при их неглубоком залегании обычно соответствует среднегодовой температуре воздуха. Скорости фильтрации подземных вод большие (до десятков метров в сутки), динамические запасы составляют основную часть общих запасов вод. К этой же системе относятся и свободные воды зоны аэрации (верховодка). Максимальная мощность водовмещающих пород системы грунтовых вод достигает 30 м, преобладает 5–10 м.

Гидродинамическая система грунтовых вод развита в пределах верхней части всех гидрогеологических бассейнов и районов республики. Она занимает значительную часть разреза Белорусского массива и Брестского бассейна, а также незначительный объем Оршанского и Припятского бассейнов (см. табл. 21).

Артезианская гидродинамическая система включает в свой состав остальную часть водоносного разреза зоны пресных вод. В Припятском ГГБ область инфильтрационного питания водоносных горизонтов от верхнеюрского до четвертичного возраста располагается непосредственно в пределах гидрогеологической структуры, местная разгрузка связана с долинами р. Припять, Днепр, Березина и их притоков. На территории Оршанского ГГБ и Белорусского ГГМ, в зависимости от структурно-геологических условий, в разрезе гидродинамической системы отмечаются водовмещающие отложения древнее верхнеюрских, вплоть до верхнепротерозойских и фундамента.

Потенциал движения подземных вод определяется величиной гидростатического напора, зависящего, в свою очередь, от превышения отметок области питания водоносного горизонта над областью разгрузки. Пластовое давление в гидродинамической системе (так же как и в системе грунтовых вод) имеет гидростатическую природу.

Мощность гидродинамической системы колеблется от 200 до 490 м, интервал глубин залегания вмещающих пород от 20–45 до 500 м. Наибольшие мощности системы зафиксированы в Брестском бассейне (490 м) и на периферии Белорусского массива (400–450 м). Существенно меньше они в Припятском (до 200 м) и Оршанском (до 300 м) бассейнах.

Элизионная гидродинамическая система в различной степени развита в разрезе основных гидрогеологических структур

республики. Наиболее ярко элементы элизионного режима проявились в Припятском и Оршанском бассейнах. Так, в Припятском ГГБ мощность системы может достигать 2000 м, в Оршанском ГГБ около 1000 м. Менее выражен и предполагается элизионный характер движения подземных вод на больших (более 500 м) глубинах Брестского ГГБ и на окраинах Белорусского ГГМ.

Потенциал движения подземных вод в разрезе системы определяется перепадами гидростатических давлений по профилю между высоко поднятыми и погруженными участками водоносных комплексов, а также зависит от процессов сокращения объема порового пространства глинистых пород и сопряженного с ним отжатия вод в песчано-глинистые и трещиноватые карбонатные резервуары. Скорости движения подземных вод под воздействием перепадов гидростатических давлений несопоставимо малы по сравнению со скоростями для верхней части разреза (гидродинамических систем грунтовых вод и артезианской). Пластовые температуры в разрезе системы изменяются от 20 до 60 °С.

В зависимости от природы пластового давления в вертикальном разрезе элизионной гидродинамической системы Припятского и Оршанского ГГБ можно выделить верхнюю и нижнюю части. Верхняя распространена до глубины около 1000 м и характеризуется пластовыми давлениями, равными гидростатическому. На больших глубинах пластовые давления значительно превышают (на 2–17%) гидростатические. Перемещения подземных вод в разрезе системы возможны в пределах отдельных тектонических блоков, характеризующихся сравнительно однородными литолого-фациальными и, следовательно, гидрогеологическими условиями.

Деградировавшая элизионно-термогидродинамическая система развита в Припятском ГГБ, образована девонскими рассолоносными комплексами карбонатных и терригенных отложений, а также водоупорными соленосными толщами. Для рассматриваемой системы характерно отсутствие современного латерального перемещения рассолов, а пластовая энергия в значительной степени зависит от давления столба рассолов переменной плотности. В целом современное состояние гидродинамической системы, приуроченной к подсолевым и межсолевому девонским литологическим комплексам Припятского ГГБ, можно определить как гравитационно (гидростатически) уравновешенное, исключающее трансформные и транс-

бассейновые (латеральные) перемещения массы подземных вод и рассолов.

В то же время необходимо отметить, что на периферии Припятского бассейна в условиях моноклинального залегания пород, вмещающих девонские рассолы, прослеживается разбавляющее действие пресных вод (по падению пластов до глубины ~1700 м). Это особенно отчетливо проявляется в девонских водоносных комплексах за пределами северо-восточной краевой зоны бассейна.

14.2.2. Гидрогеохимическая зональность

Гидрогеохимическая зональность во многом обусловлена степенью гидродинамической изолированности структур и литологическими особенностями водовмещающих пород.

В гидрогеологическом разрезе республики выделяется несколько гидрогеохимических зон (табл. 21).

Гидрогеохимическая зона пресных вод (минерализация менее 1 г/дм^3) распространена повсеместно на территории республики, в большинстве случаев совпадает с зоной активного водообмена. Для гидрогеологических структур мощность зоны варьирует в различных пределах.

Состав подземных вод гидрохимической зоны в верхней части преимущественно гидрокарбонатный кальциевый. В нижней части нередко встречаются гидрокарбонатные натриевые и смешанные сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные воды.

Гидрогеохимическая зона солоноватых и соленых вод (1–35 г/дм^3) широко распространена на территории республики, за исключением центральной части Белорусского ГГМ и гидрогеологического района Полесской седловины. Мощность зоны варьирует в широких пределах.

Химический состав подземных вод преимущественно сульфатный, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный. Среди катионов преобладают кальций и магний, в более глубоких горизонтах превалирует натрий.

Гидрогеохимическая зона слабых рассолов (35–150 г/дм^3) распространена в пределах Оршанского и Припятского ГГБ. Преобладающий макрокомпонентный состав рассолов – хлоридный натриевый. Мощность зоны, особенно в Припятском ГГБ, изменяется в широких пределах.

Таблица 21

Гидрогеохимическая зональность осадочного чехла территории Беларуси (Ясовеев, 2002)

Гидрогеохимическая зона	Гидрогеологическая структура			
	Белорусский ГГМ	Брестский ГГБ	Оршанский ГГБ	Припятский ГГБ
1	2	3	4	5
Пресных вод, минерализация меньше 1 г/дм^3	Солесодержание менее 1 г/дм^3 совпадает с зоной активного водообмена; в верхней части зоны вода гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного натриевого состава, в нижней части – гидрокарбонатного натриевого, сульфатно-гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного состава			
	Глубина залегания 0–400 м, мощность до 400 м	Глубина залегания до 500 м, мощность до 500 м	Глубина залегания до 150–300 м, мощность до 300 м	Глубина залегания до 200–350 м, мощность до 350 м
Солоноватых и соленых вод, 1–35 г/дм^3	Сульфатный, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный состав вод			
	Распространена на периферии структуры, глубина залегания 400–700 м, мощность 100–300 м	Составляет большую часть разреза структуры, глубина залегания 500–1000 м, мощность до 500 м	Глубина залегания 300–500 м, мощность до 200 м	Глубина залегания 200–500 м, мощность до 300 м
Слабых рассолов, 35–150 г/дм^3	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриевый состав	
			Глубина залегания 400–1500 м, мощность до 100 м	Глубина залегания 500–1100 м и более, мощность более 1000 м

Окончание табл. 21

1	2	3	4	5
Крепких рассолов, 150–320 г/дм^3	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриевый, хлоридный магниево-кальциевый, хлоридный кальциево-магниевый состав	
			Приурочена к крайнему северо-востоку структуры (глубина залегания более 1500 м)	Глубина залегания 1100–3000 м и более, мощность до 2000–3000 м
Весьма крепких рассолов, более 320 г/дм^3	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриево-кальциевый, хлоридный кальциевый состав; глубина залегания 2500–4300 м, мощность до 800 м

Гидрогеохимическая зона крепких и весьма крепких рассолов (150–320 г/дм^3 и более) развита в пределах Припятского ГГБ, охватывает большую часть разреза девонских и верхнепротерозойских отложений. Мощность зоны нередко достигает 2–3 км. Состав рассолов – хлоридный натриевый, кальциево-натриевый, натриево-кальциевый, магниево-кальциевый и кальциево-магниевый. В составе зоны принято выделять подзоны крепких (150–320 г/дм^3) и весьма крепких (более 320 г/дм^3) рассолов. Глубина залегания подзон изменяется в широких пределах и определяется глубиной поверхности верхней соленосной толщи и блоковым строением вмещающей структуры рассолоносных комплексов.

Рассмотрим основные закономерности распространения подземных вод наиболее крупных гидрогеологических структур на территории республики: Белорусского ГГМ, Припятского, Оршанского и Брестского ГГБ.

Белорусский гидрогеологический массив

Белорусский ГГМ расположен в центральной и северо-западной части республики. В геоморфологическом отношении северная половина рассматриваемой территории принадлежит Белорусскому Поозерью, южная – Центрально-Белорусским краевым ледниковым возвышенностям и грядам. Север региона окаймляет Полоцкая озерно-ледниковая низина, с краевыми ледниковыми возвышенностями и грядами по периферии. Абсолютные высоты поверхности в основном составляют 120–140 м, на водораздельных пространствах увеличиваются до 150–160 м, в пределах краевых ледниковых возвышенностей превышают 200 м.

Отличительной особенностью южной части региона является широкое развитие краевых моренных возвышенностей, чередующихся с волнистыми моренными равнинами и водно-ледниковыми низинами. В этой области земная поверхность располагается на абсолютных отметках от 175–180 до 223 м.

Гидрографическую сеть Белорусского ГГМ составляют р. Западная Двина, Неман, Вилия. Для рассматриваемой территории характерно широкое развитие озер. В климатическом отношении территория бассейна находится в зоне избыточного увлажнения, где годовое количество осадков (600–700 мм) превышает суммарное испарение (350 мм).

В современном структурном плане рассматриваемый район расположен на северо-западе Русской плиты и принадлежит геологической структуре первого порядка – Белорусской антеклизе.

Белорусская антеклиза в пределах региона представлена погружающимися по простиранию западным и северо-восточным периклинальными окончаниями, обособляющимися соответственно в Мазурский и Вилейский погребенные выступы.

Центрально-Белорусский массив, наиболее приподнятая часть Белорусской антеклизы, отделен от Вилейского погребенного выступа Воложинским грабеном, который с юго-запада ограничен Налибокским, с северо-востока – Ошмянским разломом. Поверхность фундамента на площади грабена залегает на глубине 200–400 м.

Западный склон Белорусской антеклизы, выделяемый в Прибалтийскую моноклиналь, составляет зону сочленения последней с Балтийской синеклизой. Поверхность фундамента в ее пределах погружается с различным градиентом (3–10 м/км) в северо-западном и северо-северо-западном направлениях. На стыке с Латвийской седловиной кристаллическое ложе залегает на отметке около 650 м.

В геологическом строении ГГМ выделяются два структурных этажа: кристаллический фундамент, сложенный архейско-нижнепротерозойскими гнейсами, амфиболитами, габбро, гранитами, гранодиоритами, и осадочный чехол мощностью от 160–900 м, представленный верхнепротерозойскими (венд), палеозойскими (кембрий, ордовик, силур, девон, пермь), мезозойскими (триас, юра, мел) и кайнозойскими (палеоген, неоген, четвертичные) образованиями.

Гидрогеологическая стратификация геологического разреза. Подземные воды в пределах восточного склона Белорусского ГГМ приурочены ко всем (исключая каменноугольный) стратиграфическим горизонтам – от верхнепротерозойского до четвертичного.

Распространение водоносных комплексов, условия питания и разгрузки, минерализация и химический состав подземных вод определяются геологическим строением и геоструктурными особенностями территории.

Моноклинальное залегание дочетвертичных водоносных комплексов обусловливает изменение глубин и, как следствие, различие в напорах и химическом составе подземных вод от области питания к областям погружения и разгрузки.

Литолого-петрографические особенности горных пород осадочного чехла определяют различие их фильтрационных и емкостных свойств. К ним приурочены основные скопления пластовых поровых и трещинно-поровых вод.

Толщи глинистых пород нижнего кембрия и наровского горизонта среднего девона образуют региональные водоупоры, изолирующие ниже залегающие водоносные комплексы.

Отсутствие регионально выдержанных водоупоров в разрезе мезо-кайнозойских отложений обусловливает переливы подземных вод из одного водоносного горизонта в другой.

С выветрелой зоной кристаллических пород фундамента связаны скопления трещинных вод. Обводненность пород фундамента неравномерна и зависит от их трещиноватости.

С погружением фундамента происходит последовательная смена пресных, гидрокарбонатных кальциевых вод (минерализация менее 1 г/дм^3) солеными гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми и хлоридными натриевыми, а затем рассолами.

В осадочном чехле Белорусского ГГМ выделяется ряд водоносных комплексов: верхнепротерозойский, кембро-силурийский городокский горизонт витебско-наровского водоносного комплекса, старооскольско-швентойский, средневерхнеюрский терригенно-карбонатный, нижнемеловой и нижнесеноманский терригенный, верхнемеловой, палеоген-неогеновый, четвертичный.

Гидродинамическая зональность. Гидродинамические особенности Белорусского ГГМ определяются условиями взаимосвязи с дневной поверхностью водоносных комплексов, фильтрационными свойствами пород и расчлененностью современного рельефа.

Инфильтрационный режим захватывает весь гидрогеологический разрез до глубины 900 м. Нижней границей его распространения служит подошва трещиноватых пород кристаллического фундамента.

Зона активного водообмена имеет повсеместное развитие и распространяется на глубину от 100 м в долинах р. Дисна, Западная Двина до 400 м в районе Ошмянской и Минской возвышенностей. В области высоко поднятых склонов Белорусской антеклизы зона активного водообмена распространяется до фундамента.

Питание подземных вод, помимо внешних областей постоянной инфильтрации, осуществляется на водораздельных про-

странствах крупных речных систем, где происходит частичная их разгрузка, а также на северо-запад к Балтийской синеклизе.

Подземные воды зоны активного водообмена пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые. В нижней части зоны воды нередко имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав.

Зона замедленного водообмена включает наиболее погруженные горизонты эйфельских, силурийских, ордовикских, кембрийских и вендских отложений и прослеживается до фундамента.

Общий сток подземных вод направлен от внешней области питания (Белорусской антеклизы) на северо-запад в сторону Балтийской синеклизы.

Распределение подземного стока по площади и по горизонтам неравномерно. В вертикальном разрезе бассейна величина подземного стока количественно уменьшается от верхнедевонских отложений к верхнепротерозойским. Зона замедленного водообмена характеризуется повышенной минерализацией (1–46,5 г/дм^3) и разнообразием химического состава подземных вод.

Гидрогеохимическая и гидрогеотермическая зональность. Гидрогеохимическому разрезу рассматриваемой территории свойственна прямая гидрогеохимическая зональность, когда зона пресных вод, находящаяся вверху, сменяется зоной соленых вод и рассолов внизу.

Зона пресных вод (минерализация до 1 г/дм^3) распространена повсеместно и пространственно совпадает с зоной активного водообмена. Мощность ее изменяется от 100 до 400 м.

Наибольшие мощности пресных вод достигают 350–400 м. Их состав определяется величиной минерализации. Ультрапресные воды (0,1–0,3 г/дм^3) обычно гидрокарбонатные магниево-кальциевые. При минерализации 0,3–0,5 г/дм^3 – воды гидрокарбонатные магниево-натриево-кальциевые. Пресные воды с минерализацией 0,5–1 г/дм^3 имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав.

Ниже пресных вод располагается зона солоноватых и соленых вод с минерализацией 1–35 г/дм^3. Она распространяется на глубину 500–600 м и захватывает в той или иной степени все водоносные комплексы, включая и зону трещиноватости кристаллических пород фундамента.

Мощность зоны возрастает от внешних областей питания в сторону погружения водоносных комплексов на запад и севе-

ро-запад от нескольких десятков метров до 400 м. Солоноватые воды имеют пестрый состав. Хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 1–2 г/дм^3 развиты в верхней части зоны; они являются переходными от гидрокарбонатных кальциевых вод к хлоридным натриевым водам. Формируются в терригенных породах вблизи областей инфильтрационного питания при неглубоком залегании водоносных комплексов.

Гидрокарбонатно-сульфатные с различным сочетанием катионов и сульфатные магниево-кальциевые слабосоленые (1–2 г/дм^3) воды формируются вверху рассматриваемой гидрогеохимической зоны за счет растворения гипсоносных пород эйфельских отложений.

Хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые, кальциево-натриевые и натриевые воды (до 21 г/дм^3) располагаются ниже сульфатных вод и связаны с вендским, кембрийским, ордовикско-силурийским и эйфельским водоносными комплексами.

Внизу зоны соленых вод расположены хлоридные натриевые воды различной минерализации.

Зона слабых рассолов (35–46,5 г/дм^3) залегает в самой нижней части разреза – в вендском водоносном комплексе и трещиноватых породах кристаллического фундамента. Мощность зоны рассолов возрастает с увеличением глубины залегания фундамента.

В гидрогеологическом разрезе Белорусского ГГМ выделяется только зона холодных вод. Она охватывает все водоносные комплексы и распространяется до фундамента. Наиболее низкие температуры (до 10 °С) характерны для поверхности фундамента и располагаются на юге территории, в областях неглубокого (до 500 м) залегания кристаллических пород. С погружением фундамента на запад и северо-запад температура вод возрастает, не превышая 15 °С (район оз. Нарочь).

Припятский гидрогеологический бассейн

Территория Припятского ГГБ относится к двум геоморфологическим областям – равнинам Предполесья и Белорусского Полесья, сложенным водно-ледниковыми, аллювиальными и эоловыми отложениями.

Равнины Предполесья охватывают северную часть рассматриваемой территории в зоне сочленения Белорусской антекли-

зы, Жлобинской седловины и Воронежской антеклизы с Припятским прогибом. Наибольшие абсолютные отметки поверхности (150–165 м) располагаются на северо-западе и востоке области, постепенно снижаясь в южном направлении и в сторону речных долин. В пределах междуречий они достигают 140–145 м, уменьшаясь к урезам р. Березина и Днепр до 117–131 м.

Поверхность Белорусского Полесья наклонена с запада на восток. В этом направлении абсолютные отметки дневной поверхности уменьшаются от 160–145 до 120–110 м.

Гидрографическая сеть представлена р. Днепр с разветвленной системой притоков. Северная и северо-восточные части территории дренируются р. Днепр и системой наиболее крупных ее притоков – р. Березина, Сож, западная и юго-восточная – р. Припять.

Многочисленные озера территории, как правило, мелководные с плоскими, овальной формы котловинами.

Температурный режим характеризуется повышением среднегодовой температуры воздуха от 5,8 на севере (г. Чечерск) до 6,6–6,9 °С на юго-западе и юге (г. Петриков, Комарин). Годовое количество осадков на большей части территории не превышает 550–600 мм.

Территория Припятского ГГБ расположена на юго-востоке республики и пространственно совпадает с крупной грабенообразной депрессией – Припятским прогибом. Припятский прогиб в тектоническом плане состоит из собственно Припятского грабена и его северного плеча – Городокско-Хатецкой ступени и выполнен мощной (до 6200 м) толщей осадочных и осадочно-вулканогенных образований различной степени метаморфизма, консолидации и своеобразного литологического состава.

По основным структурным поверхностям в Припятском прогибе обособляются три структурно-тектонические зоны – северная, южная и центральная, разделенные Червонослободско-Малодушинским и Буйновичско-Наровлянским субрегиональными разломами.

Осадочный чехол сложен разнообразными по вещественному составу породами верхнего протерозоя, девона, карбона, перми, триаса, юры, палеогена, неогена и четвертичными отложениями.

Гидрогеологическая стратификация геологического разреза. В разрезе осадочных образований Припятского ГГБ выделены водоносные комплексы подсолевых (объединяющих

образования верхнего протерозоя, терригенную и карбонатную толщи среднего и верхнего девона), межсолевых, внутрисолевых песчано-глинистых и карбонатных пород верхней соленосной толщи, надсолевых девонских, каменноугольных, верхнепермско-нижнетриасовых, юрских, меловых, неоген-палеогеновых и четвертичных отложений. Водоносные комплексы разделены тремя региональными водоупорами, представленными нижней и верхней соленосными толщами, а также глинистой толщей средней юры.

Пресные воды связаны с четвертичными, неоген-палеогеновыми, меловыми, верхнеюрскими, а на западе бассейна – с верхнепротерозойскими отложениями и породами фундамента. Мощность зоны пресных вод 200–300 м.

К трещиноватой зоне кристаллического фундамента, верхнепротерозойским, карбонатно-терригенным девонским, каменноугольным, пермским, триасовым и частично юрским отложениям приурочены соленые воды и рассолы.

Гидродинамическая зональность. По современным представлениям, в разрезе Припятского ГГБ по активизации гидравлической связи между водоносными горизонтами и поверхностью выделяются три гидрогеологических этажа: верхний, средний и нижний.

Верхний гидрогеологический этаж объединяет четвертичные, неоген-палеогеновые, меловые и верхнеюрские отложения. От среднего гидрогеологического этажа он отделяется глинами батского яруса средней юры, представляющими в пределах большей части бассейна водоупор.

Гидродинамический режим верхнего гидрогеологического этажа инфильтрационный. Область питания расположена в пределах Украинского кристаллического щита, Белорусской антеклизы и Полесской седловины, а для меловых и палеоген-четвертичных горизонтов, кроме того, на территории самого бассейна. Местная разгрузка вод связана с долиной р. Припять и ее притоков. Региональная разгрузка осуществляется на юго-востоке бассейна в долину р. Днепр и Днепровско-Донецкую впадину.

На участках литологического замещения глинистых пород водоупора песчаными вследствие проявления соляно-купольной и разломной тектоники образуются гидрогеологические окна, через которые происходит разгрузка соленых вод и рассолов водоносных комплексов нижних гидрогеологических этажей, проявляющаяся в гидрогеохимических аномалиях, на-

блюдаемых в водоносных комплексах верхнего гидрогеологического этажа. Так, в Речицком районе из верхнемеловых отложений были получены хлоридные натриевые воды с минерализацией 8,0 г/дм^3.

Средний гидрогеологический этаж охватывает отложения средней юры (ниже отложений батского яруса), триаса, перми, карбона и надсолевого девона, сложенные преимущественно песчано-глинистыми породами. Этаж включает обычно напорные воды, большей части которых свойственны условия затрудненного водообмена. Непосредственную связь с дневной поверхностью имеет лишь надсолевой девонский комплекс на северо-западе бассейна, где водоупорный горизонт батских глин выклинивается.

Нижний гидрогеологический этаж включает водоносные комплексы подсолевых, межсолевых карбонатных и терригенных отложений, а также водоупорные нижнюю и верхнюю соленосные толщи. Для него характерно отсутствие современных внешних и внутренних областей питания водоносных комплексов, латерального перемещения рассолов, влияние возрожденных рассолов на седиментогенные воды.

Гидрогеохимическая и гидрогеотермическая зональность. В разрезе Припятского ГГБ выделяются гидрогеохимические зоны пресных вод (минерализация до 1 г/дм^3), солоноватых и соленых (1–35 г/дм^3), слабых рассолов (35–150 г/дм^3), крепких и весьма крепких рассолов (150–350 г/дм^3 и более).

Зона пресных вод мощностью 230–300 м имеет повсеместное распространение. На большей части бассейна пресные воды зоны приурочены к четвертичным, неогеновым, палеогеновым, меловым, верхнеюрским и верхнепротерозойским отложениям. В западной краевой части бассейна в пределах Микашевичско-Житковичского выступа нижняя граница зоны прослеживается в породах фундамента до глубины 210–216 м.

По химическому составу пресные воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые в верхней части зоны и гидрокарбонатные натриевые в ее нижних горизонтах.

В центральной части бассейна, на отдельных площадях в составе пресных вод возрастает содержание хлоридов натрия, химический состав воды изменяется на хлоридно-гидрокарбонатный. Такое засоление горизонтов зоны пресных вод, по-видимому, связано с очагами вертикальной разгрузки минерализованных хлоридных натриевых вод и слабой промытостью пород.

Зона солоноватых и соленых вод распространена широко, за исключением отдельных участков, где глубина залегания подошвы верхнего водоупора, отделяющего зону пресных вод от соленых, превышает 500 м. Мощность зоны различна и охватывает в основном отложения нижнего триаса, перми, карбона и надсолевого девона, в краевой северо-восточной части бассейна отложения верхнего и среднего девона, а также трещиноватые породы фундамента.

На северо-западе и западе мощность зоны составляет 150 м. В центральной и восточной частях бассейна она значительно сокращается (до 70–100 м), а в прибортовых частях увеличивается до 300 м.

Воды зоны подразделяются на подзоны с минерализацией до 2; 2–5; 5–10; 10–35 г/дм^3.

В целом для зоны воды характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым, хлоридным натриевым, хлоридно-сульфатным с различным соотношением катионов (причем в большинстве случаев сохраняется магниево-кальциево-натриевый состав), сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым, иногда магниево-натриевым составом.

Зона слабых рассолов распространена повсеместно в среднем гидрогеологическом этаже и в нижнем, главным образом в краевых частях. Глубина залегания рассолов изменяется в зависимости от структурного плана поверхности верхней девонской соленосной толщи от 400 м на северо-западе до 800 м на северо-востоке. В межкупольных погружениях слабые рассолы распространены в основном в каменноугольных и надсолевых девонских отложениях до глубины 1000–1100 м.

Мощность зоны слабых рассолов увеличивается с погружением кровли верхней соленосной толщи с запада на восток от 70–100 м до 600–900 м. В районах интенсивного проявления соляной тектоники мощность подзоны весьма неустойчива и варьирует от 100–150 м на куполах до 450–600 м в межкупольных опусканиях. Рассолы обладают хлоридным натриевым составом.

Зона крепких и весьма крепких рассолов подразделяется на подзоны крепких рассолов и весьма крепких рассолов. Первая распространена, главным образом, в нижних горизонтах надсолевого девонского водного комплекса. Она также прослеживается в отложениях перми и карбона, заполняющих межкупольные депрессии. Нижняя граница подзоны в среднем гид-

рогеологическом этаже определяется глубиной залегания поверхности верхней соленосной толщи.

В краевых частях бассейна подзона крепких рассолов распространяется на глубину 2100–2400 м, охватывая частично или всю мощность до фундамента породы межсолевого и подсолевого девонских водоносных комплексов.

В водоносных комплексах нижнего гидрогеологического этажа мощность описываемой подзоны находится в зависимости от глубины залегания и структурного плана поверхности фундамента и колеблется от 400 до 1200 м.

Глубина залегания подзоны весьма крепких рассолов в связи с пликативно-блоковым строением рассолоносных комплексов изменяется в широких пределах от 2800–4300 м. В силу этого обстоятельства мощность колеблется от 400 до 800 м, причем большие ее значения характерны для краевых частей бассейна. Наибольшей мощности (до 1300–1500 м и более) подзона достигает в северной части Припятского ГГБ.

Основная масса рассолов этой подзоны обладает хлоридным натриево-кальциевым составом. Иногда среди них, в зонах региональных разломов, развиты хлоридные магниево-кальциевые рассолы. При общем солесодержании, превышающем 410 г/дм^3, состав рассолов становится хлоридным кальциевым. Как правило, они приурочены к нижней части гидрогеологического разреза.

Отличительной особенностью весьма крепких рассолов является наличие в их составе биологически активных элементов, в частности брома, в количествах, при которых они признаются минеральными, т.е. бромными хлоридными натриево-кальциевыми. Кроме того, в рассолах присутствуют йод, стронций, железо, марганец и ряд других микроэлементов.

Современный гидротермический режим Припятского ГГБ определяется его геологическим строением и характеризуется резкими различиями в абсолютных значениях температур, геотермических градиентов и тепловых потоков в пределах отдельных структурно-тектонических зон. Средние температуры кровли и подошвы для различных водоносных комплексов Припятского прогиба оцениваются следующими значениями: для пермско-триасового – 14,4–16,9 °С, надсолевого девонского и каменноугольного – 16,5–27,7 °С, межсолевого – 45,6–51,7 °С, подсолевого – 54,8–57,6 °С. Относительно высокие температуры свойственны северной зоне, низкие – южной. Выделяется несколько гидрогеотермических зон в соответствии с классификацией вод по температуре: холодных вод с темпера-

турой менее 20 °С; теплых вод с температурой 20–35 °С, горячих вод с температурой 35–50 °С, очень горячих вод с температурой 50–70 °С, весьма горячих вод с температурой 70–100 °С, сверхгорячих (перегретых) вод с температурой более 100 °С.

Зона холодных вод с температурой до 20 °С развита в верхних горизонтах осадочного чехла в мезо-кайнозойских, девонских и верхнепротерозойских отложениях. Мощность ее обусловлена глубиной залегания фундамента, верхней соленосной толщи и инфильтрацией вод в периферийных частях бассейна. В северной части бассейна мощность зоны холодных вод изменяется от 400 до 800 м, в центральной колеблется в пределах 600–800 м, в южной увеличивается до 1100 м.

Зона теплых вод с температурой 20–35 °С в центральных районах охватывает образования от пермско-нижнетриасового до среднедевонского возраста, а в краевых приподнятых частях – и верхнепротерозойские отложения. Мощность зоны теплых вод изменяется от 500–700 до 1000–1300 м.

Зона слабогорячих вод с температурой 35–50 °С залегает на глубине от 950 до 2300 м в пермских, надсолевых и верхнесолевых девонских отложениях. В западных и восточных районах, где наблюдается неглубокое залегание фундамента, мощность геотермической зоны составляет 500 м, по мере погружения фундамента она увеличивается до 1200–1600 м.

Зона очень горячих вод с температурой 50–70 °С развита в центральных районах Припятского ГГБ. Верхняя граница зоны в северных районах проходит в породах верхнесолевых отложений на глубине 1500 м и опускается в нижнесолевые отложения до 3600 м на юге территории. Мощность ее колеблется от 200 до 1500 м.

Зона весьма горячих вод с температурой 70–100 °С приурочена к наиболее погруженным горизонтам осадочных отложений. Нижняя граница ее проходит в породах подсолевого девона и верхнего протерозоя на глубине более 5000 м. Мощность зоны в северных районах достигает 1500 м, уменьшаясь в центральных и южных до 800 м.

Зона перегретых вод с температурой более 100 °С приурочена к северной и центральной тектоническим зонам в депрессиях, где глубина залегания поверхности кристаллического фундамента достигает максимальных величин. Верхняя граница зоны проходит предположительно на глубинах 5100–5200 м. Мощность перегретых вод в пределах осадочного чехла изменяется от 300 до 750 м.

Оршанский гидрогеологический бассейн

Оршанский ГГБ занимает центральную и северо-восточную части Беларуси. Территория принадлежит трем геоморфологическим областям: Белорусскому Поозерью, Центрально-белорусским возвышенностям и грядам, равнинам и низинам Предполесья.

Характерной особенностью Поозерья, занимающего северную часть бассейна, является широкое развитие пологоволнистых равнин и озерно-ледниковых низин. Абсолютные высоты поверхности варьируют от 140 до 180–200 м, к долинам рек снижаются до 125 м.

Своеобразие рельефа центральной, наиболее высокой части территории определяется развитием, преимущественно в западной половине, крупнохолмистых ледниковых возвышенностей (Минская, Лукомльская, Оршанская), приподнятых над уровнем моря на 300–320 м, в среднем составляя 200 м.

Равнины Предполесья, охватывающие южную часть Оршанского ГГБ, характеризуются слабохолмистой поверхностью с абсолютными высотами 155–200 м.

Гидрографическая сеть представлена р. Западная Двина в северной части района и р. Днепр, которая дренирует южную часть территории бассейна.

По климатическим условиям артезианский бассейн находится в зоне сильного увлажнения. Среднее количество осадков в год – 500–650 мм. Среднегодовая температура воздуха уменьшается с юго-запада на северо-восток от +6,6 до +5,0 °С.

Территория Оршанского ГГБ расположена в области сочленения ряда крупных геологических структур Русской плиты. Она включает одноименную впадину, занимающую центральную ее часть, которая граничит с Белорусской и Воронежской антеклизами, Латвийской и Жлобинской седловинами.

Оршанская впадина в своих границах (площадь 300 × 200 км) имеет изометрическую, вытянутую на юго-запад форму. В пределах впадины на поверхности фундамента выделяются Витебская и Могилевская мульды, Центрально-Оршанский горст, ограниченный Оршанским и Смоленским разломами и отделяющий мульды, а также Червенский структурный залив. Абсолютные отметки поверхности фундамента постепенно погружаются от окраин (–800 м) к центральной части (–1600 м).

В современной структуре Оршанской впадины выделяются два структурных этажа: кристаллический фундамент архей-

ско-среднепротерозойского возраста (гнейсы, граниты, диориты и др.) и осадочный чехол, сложенный верхнепротерозойскими, девонскими, юрскими, меловыми, неоген-палеогеновыми и четвертичными образованиями мощностью до 1800 м.

Гидрогеологическая стратификация геологического разреза. В породах кристаллического фундамента Оршанского ГГБ воды формируются в зоне выветривания, образуя горизонт трещинных вод. Основные водоносные комплексы ГГБ, получившие широкое распространение, образованы хорошо проницаемыми песчаниками и карбонатными породами верхнего протерозоя, среднего и верхнего девона, а также четвертичными отложениями. Подчиненное значение имеют водоносные комплексы, связанные с юрскими, меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями, известные в южных и юго-восточных районах данной территории.

Водоупорные толщи, сложенные слабопроницаемыми глинистыми и алевролитовыми породами, не имеют повсеместного распространения. Значительная изолирующая роль их проявляется в наиболее погруженных центральных частях бассейна, где они характеризуются большей мощностью и выдержанностью литологического состава. На западе, в периферийных частях бассейна, слабопроницаемые алеврито-глинистые породы часто выклиниваются или литологически замещаются песчаными образованиями, что способствует развитию гидравлической связи между водоносными комплексами и глубокому проникновению инфильтрационных вод в области питания.

В пределах осадочного чехла Оршанского ГГБ выделяются: рифейский и вендский водоносные горизонты верхнего протерозоя, городокский горизонт витебско-наровского водоносного комплекса эйфельского яруса средней юры, старооскольско-швейтойский водоносный комплекс, франский карбонатный комплекс, подземные воды меловых отложений, водоносные горизонты и комплексы четвертичных отложений и три разделяющие водоупорные толщи – котлинская, наровская (верхний протерозой) и юрская. Среди выделенных водоупорных толщ стратиграфически выдержана и регионально распространена, хотя и неповсеместно, наровская. Две другие, с непостоянными контурами распространения, имеют местное значение.

Гидродинамическая зональность. Гидродинамическая зональность подземных вод Оршанского ГГБ находится в тесной связи с историей геологического развития этой структуры,

когда на отдельных тектонических этапах развития происходила перестройка структурного плана, приводящая в итоге к изменению гидрогеологических условий.

Для большей (300 м) части гидрогеологического разреза бассейна характерен инфильтрационный режим. В разрезе Оршанского ГГБ установлены три гидродинамические зоны: активного водообмена, затрудненного водообмена и застойного водного режима.

Зона активного водообмена охватывает все водоносные комплексы, залегающие выше наровского регионального водоупора. На юго-западе, в пределах склонов Белорусской антеклизы, в нее входят эйфельская, верхняя часть вендского и рифейского (в пределах Бобруйского погребенного выступа) водоносных комплексов.

Инфильтрационное питание подземных вод в бассейне среднего течения р. Западная Двина (г. Витебск, Полоцк) составляет 3,2 л/(с · км^2). Средний многолетний слой подземного стока изменяется от 72–84 мм в северных до 105 мм в южных районах Оршанского ГГБ.

Мощность зоны активного водообмена контролируется глубиной эрозионного вреза современных и древних речных долин. Она составляет 400 м в пределах юго-западной окраины бассейна, где отсутствуют региональные водоупоры, и 150–300 м на остальной территории.

Практически повсеместное распространение получила зона затрудненного водообмена, охватывающая среднюю часть гидрогеологического разреза от подошвы наровских глин до глубины примерно 800–1000 м. Являясь переходной зоной, она еще сохраняет в верхней части признаки затухающего инфильтрационного режима, а нижняя ее часть приобретает черты, характерные для зоны весьма замедленного водообмена.

Среднегодовые модули глубокого инфильтрационного питания на севере территории в бассейне р. Западная Двина (г. Витебск, Полоцк) определяются величиной 0,1 л/(с · км^2), в бассейне р. Днепр (г. Орша) увеличиваются до 0,9 л/(с · км^2).

Подземный сток регионально направлен от областей устойчивого инфильтрационного питания на северо-восток, к центральным частям Московской синеклизы и в сторону Жлобинской седловины. Значимая вертикальная разгрузка его происходит на участках глубоких эрозионных врезов долины р. Западная Двина и ее притоков (г. Полоцк, Новополоцк, Чашники), где наблюдаются гидрогеохимические аномалии.

Зона застойного водного режима выделяется во внутренней наиболее погруженной (1000–1300 м) области Оршанского ГГБ, где она охватывает отложения рифейского водоносного горизонта.

Гидрогеохимическая и гидрогеотермальная зональность. В разрезе Оршанского ГГБ выделяются три гидрогеохимические зоны: пресных вод (минерализация до 1 г/дм^3), солоноватых и соленых вод – 1–35 г/дм^3, слабых рассолов – 35–150 г/дм^3.

Зона пресных вод развита повсеместно и охватывает верхнюю часть разреза, находящегося в зоне активного водообмена. Наибольшая мощность зоны пресных вод (до 350–400 м) установлена в областях питания на склонах Белорусской и Воронежской антеклиз. На остальной территории она составляет 250–300 м. На площадях развития гипсоносных пород мощность зоны пресных вод колеблется от 100 до 200 м.

Преимущественным распространением пользуются пресные (0,1–0,4 г/дм^3) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды. Также отмечаются гидрогеохимические аномалии, представляющие очаги разгрузки напорных минерализованных вод глубоких горизонтов, что приводит к формированию хлоридно-гидрокарбонатных, сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных натриевых вод с минерализацией 0,8–3,1 г/дм^3.

Зона солоноватых и соленых вод распространена в западной части рассматриваемой территории в виде полосы (шириной 60–120 км), протягивающейся меридионально Оршанскому ГГБ. Верхняя граница зоны опускается до глубины 600 м, захватывая среднедевонские и верхнепротерозойские отложения, а на юго-западе бассейна и трещиноватые породы фундамента.

К этой зоне приурочены разнообразные по составу и минерализации воды сульфатного и хлоридного типов.

Среди сульфатных вод малой минерализации (1,7–3,7 г/дм^3) наиболее распространенными являются сульфатные магниево-кальциевые и натриево-магниево-кальциевые воды, получившие развитие в центральной части бассейна ниже глубины 100–350 м.

Небольшую часть разреза (до 50 м) зоны занимают хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые, магниево-кальциево-натриевые и натриевые воды, залегающие под сульфатными, а в местах их отсутствия – непосредственно под пресными водами.

Значительно шире, в пределах зоны соленых вод, распространены сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые, кальциево-натриевые и натриевые воды с минерализацией от 3,1 до 15,1 г/дм^3.

Достаточно широкое распространение получили хлоридные натриевые, реже кальциево-натриевые воды, мощность которых колеблется от 100 до 250 м. Минерализация их в зависимости от структурного положения водовмещающих отложений колеблется в широких пределах – от 1,8 до 34 г/дм^3.

Зона слабых рассолов охватывает самую нижнюю часть разреза – вендский и рифейский водоносные горизонты, а также породы кристаллического фундамента. Отсутствует она в юго-западной части рассматриваемой территории в пределах приподнятых склонов Белорусской антеклизы – Приоршанской моноклинали и Бобруйского погребенного выступа.

Мощность рассолоносных пород в периферийных частях бассейна составляет 200 м, в наиболее погруженных частях Оршанской впадины – Витебской и Могилевской мульдах – достигает максимальных значений (1000–1200 км). Минерализация рассолов изменяется от 36,6 (г. Лепель) до 151,8 г/дм^3 (г. Орша). Состав рассолов, как правило, хлоридный натриевый и лишь в единичных случаях среди них встречаются хлоридные магниевые. В рассолах присутствуют бром (88–295 мг/дм^3), йод (0,6–1,8 мг/дм^3), стронций (26–64 мг/дм^3) и другие компоненты.

Гидротермические закономерности Оршанского ГГБ определяются структурными особенностями фундамента и осадочного чехла, литологией пород и гидрогеологическими условиями.

В пределах Оршанского ГГБ выделяются две гидротермические зоны: зона холодных вод с температурой менее 20 °С и зона теплых вод с температурой 20–35 °С.

Зона холодных вод распространена в верхней части разреза до глубины 750–1200 м. На северо-западе бассейна она охватывает всю осадочную толщу до фундамента, в центральной и северо-восточной частях нижняя ее граница прослеживается в вендском водоносном горизонте.

Развитие мощной зоны холодных вод на западе бассейна связано с постоянным подтоком холодных вод из внешней области питания.

Зона теплых вод распространена в центральном и северо-восточном районах данной территории, главным образом

в глубоко погруженных отложениях рифейского водоносного горизонта и породах кристаллического фундамента.

Брестский гидрогеологический бассейн

Брестский ГГБ пространственно совпадает с Подлясско-Брестской впадиной и занимает юго-западную часть территории Беларуси.

В геоморфологическом отношении центральная часть территории принадлежит к области равнин и низин Предполесья, образующих переходную орографическую ступень между возвышенностями западной Беларуси на севере бассейна и Полесской низменностью на юге.

Северная часть бассейна характеризуется денудационным грядово-холмистым рельефом с пологими и расчлененными равнинами, распространены краевые ледниковые возвышенности. К югу от этой области в переходной зоне широко распространены зандровые равнины, ограничивающие возвышенности. Еще южнее простирается Полесская низменность – область широкого развития сильно заболоченных аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. Только в междуречье р. Ясельда и Пина монотонность и однообразие поверхности равнин нарушаются повышенными участками краевых ледниковых образований водно-ледниковой равнины Загородье. Абсолютные отметки земной поверхности достигают 175 м.

Наиболее высокие абсолютные отметки 200–220 м, иногда 250 м, находятся в северных районах бассейна и до 190–195 м – в западных. На низинных равнинах абсолютные высоты поверхности колеблются в пределах 140–160 м. Самые низкие абсолютные отметки (105–125 м) приурочены к урезам воды в реках.

Гидрографическая сеть на западе бассейна представлена р. Западный Буг, на севере – р. Неман, в центральной и восточной частях бассейна – р. Припять. Наиболее крупные озера – Выгоновское, Бобровичское, Черное, Споровское, Ореховское.

Годовое количество осадков составляет 540–645 мм. Среднегодовая температура воздуха +7,4 °С.

Значительную часть Брестского ГГБ занимает Подлясско-Брестская впадина, вытянутая в субширотном направлении. На севере она отделена Свислочским разломом от Белорусской ан-

теклизы, на юге – Северо-Ратновским разломом от Луковско-Ратновского горста. Общее погружение поверхности фундамента наблюдается с востока на запад от 600 до 1600 м и более.

Восточная часть бассейна принадлежит Полесской седловине, разделяющей Подлясско-Брестскую впадину и Припятский прогиб. Глубина залегания фундамента в осевой части седловины составляет 300 м, к западу увеличивается до 500 м.

В геологическом разрезе Брестского ГГБ выделяются два стуктурных этажа. Нижний кристаллический фундамент архейско-нижнепротерозойского возраста представлен биотитовыми гнейсами, амфиболитами, гранитами, гранодиоритами и габбро-норитами. Верхний – осадочный чехол – сложен отложениями верхнего протерозоя (рифей, венд), кембрия, ордовика, силура, девона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и четвертичными общей мощностью более 1600 м.

Гидрогеологическая стратификация геологического разреза. Геологический разрез Брестского ГГБ представлен отложениями всех геологических систем разнообразного литологического состава и различной мощности. Среди доминирующих осадочных пород широко распространены эффузивные (базальты, дациты, липариты) и вулканические туфы, образующие слабопроницаемую толщу.

В целом для разреза характерно преобладание терригенных образований в нижней его половине и карбонатных (исключая кайнозой) – в верхней.

Блоковое залегание водоносных горизонтов в наиболее погруженной юго-западной части бассейна обусловливает значительное колебание глубин, что в свою очередь приводит к изменению напоров, химического состава вод, установлению гидравлической взаимосвязи между горизонтами.

Характерной особенностью осадочного чехла бассейна является хорошая промытость (выщелоченность) пород. В континентальный период развития гидрогеологической структуры имели место многократные инфильтрационные этапы, которые обеспечивали глубокое проникновение древних инфильтрационных вод и формирование современной мощной (более 1000 м) зоны пресных вод.

Подземные воды пород фундамента связаны с зоной выветривания. Ее мощность составляет 40 м. Воды преимущественно пресные, гидрокарбонатного кальциевого состава. С тектоническими нарушениями фундамента связаны термальные источники.

В осадочном чехле Брестского ГГБ выделяются: рифейский и вендский водоносные горизонты, водоносный комплекс кембро-силурийских отложений, водоносный комплекс пермско-триасовых отложений, подземные воды юрских отложений, подземные воды меловых отложений, палеоген-неогеновый водоносный комплекс и водоносные горизонты и комплексы четвертичных отложений. Роль разделяющих водоупорных толщ выполняют вендские вулканогенные породы и нижнекембрийские глины.

Гидродинамическая зональность. Современные гидродинамические условия Брестского ГГБ формировались в процессе неоднократных и длительных перерывов в осадконакоплении и сопутствующих им инфильтрационных этапов.

Инфильтрационный режим подземных вод захватывает гидрогеологический разрез на всю его мощность.

Важным фактором, наряду с другими, определяющим особенности региональной гидродинамики бассейна, является близость внешних областей питания, Белорусской антеклизы (на севере), Луковско-Ратновского горста (на юге), Полесской седловины (на востоке), оказывающих решающее влияние на направленность подземного стока.

Движение подземных вод в рифейском водоносном горизонте направлено от склонов Белорусской антеклизы и Луковско-Ратновского горста к центру, в область локальной разгрузки (р. Ясельда, оз. Черное, Белое).

Заметная разгрузка подземных вод наблюдается в долинах р. Западный Буг, Мухавец и др., что также указывает на движение подземных вод от областей инфильтрационного питания к западной части бассейна.

Величина среднегодового модуля подземного стока увеличивается с юга на север от 0,75 до 3 л/(с · км^2).

Гидрогеохимическая и гидрогеотермическая зональность. В гидрогеохимическом разрезе Брестского ГГБ выделяются две зоны: пресных вод (минерализация до 1 г/дм^3) и солоноватых и соленых вод – 1–35 г/дм^3.

Зона пресных вод развита широко, глубина ее развития зависит от гипсометрического положения и соотношения различных частей водоносных комплексов. Максимальная мощность пресных вод характерна для центральной части бассейна, где достигает 1000 м. В краевой восточной части на западном склоне Полесской седловины подошва ее достигает

поверхности фундамента и прослеживается на глубину 170–200 м.

На юге территории, в пределах Луковско-Ратновского горста, где сплошное залегание пород нижних (до юры) водоносных комплексов нарушено разломной тектоникой и имеет место их блоковое строение, мощность зоны пресных вод изменчива и на отдельных блоках составляет 485 м.

На северо-востоке бассейна в области приподнятой поверхности фундамента – Ивацевичского погребенного выступа – мощность зоны пресных вод сокращается до 160 м, нижняя граница ее прослеживается в вендском водоносном горизонте.

В химическом составе пресных вод в зависимости от минерализации выделяются гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые (до 0,3 г/дм^3), гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые (0,3–0,5 г/дм^3) и хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые (0,5–1 г/дм^3). Площади их распространения и взаимные переходы от одного гидрогеохимического типа к другому определяются составом и фильтрационными свойствами пород, геоструктурными особенностями водоносных комплексов, степенью их изоляции и дренирования. Наиболее широкое развитие имеют гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые воды.

Зона солоноватых и соленых вод распространена преимущественно в рифейском и вендском водоносных горизонтах, кембро-ордовикско-силурийском водоносном комплексе. Наибольшая ее мощность (до 800 м) характерна для внутренней наиболее погруженной части бассейна. К бортам она сокращается до 500–600 м. В пределах Луковско-Ратновского горста мощность зоны изменяется от 180 до 300 м.

Воды зоны имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый (1–2 г/дм^3) и хлоридный натриевый (2–34 г/дм^3) состав.

Характерными особенностями современного геотермического режима Брестского ГГБ являются относительно низкие температуры на кровле кристаллического фундамента и значительные различия в абсолютных значениях температур и тепловых потоков в пределах периферической и внутренней его областей. В пределах Брестского ГГБ выделяются три гидрогеотермические зоны – холодных (до 20 °С), теплых (20–35 °С) и горячих (35–42 °С) вод.

Зона холодных вод распространена до глубины 800–1000 м, в отложениях мезо-кайнозоя, палеозоя и венда. В окраинных частях бассейна она захватывает породы рифея и фундамента.

Зона теплых вод ограничена в площадном распространении и развита на западе бассейна. Подошва ее залегает на глубине 1200–1300 м в отложениях венда.

Зона горячих вод приурочена к глубокозалегающим отложениям вендского комплекса и тяготеет к крайней западной части. Мощность зоны составляет 400 м.

14.3. Разновидности подземных вод по практическому использованию

14.3.1. Распространение и использование минеральных вод

В пределах территории Беларуси установлено широкое распространение минеральных вод различного химического состава и минерализации, пригодных для использования в лечебно-питьевых и бальнеологических целях. По состоянию на середину 2009 г. известно 12 типов минеральных вод, 4 из которых активно используются, а остальные 8 типов оценены как перспективные геологические объекты. Приурочены они к погруженным частям Припятского, Оршанского, Брестского ГГБ, Белорусского ГГМ и связаны с отложениями верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса (рис. 37). Согласно принятым классификациям, в зависимости от ионно-солевого, газового состава и лечебных свойств выделяются следующие бальнеологические группы: без специфических активных компонентов химического состава и физико-химических свойств, бромные и йодо-бромные воды и рассолы, радоновые воды, высокоорганические минеральные воды, борные воды, железистые воды, сульфидные рассолы, сероводородные (гидросульфидные) воды маломинерализованные, минеральные содовые гидрокарбонатные воды типа «Боржоми», минеральные высокоорганические воды типа «Нафтуся», кремнистые минеральные воды, ультрагипотонические минеральные воды, фторсодержащие и селенсодержащие минеральные воды.

В республике эксплуатируется более 100 месторождений минеральных вод и лечебных рассолов. Минеральные воды

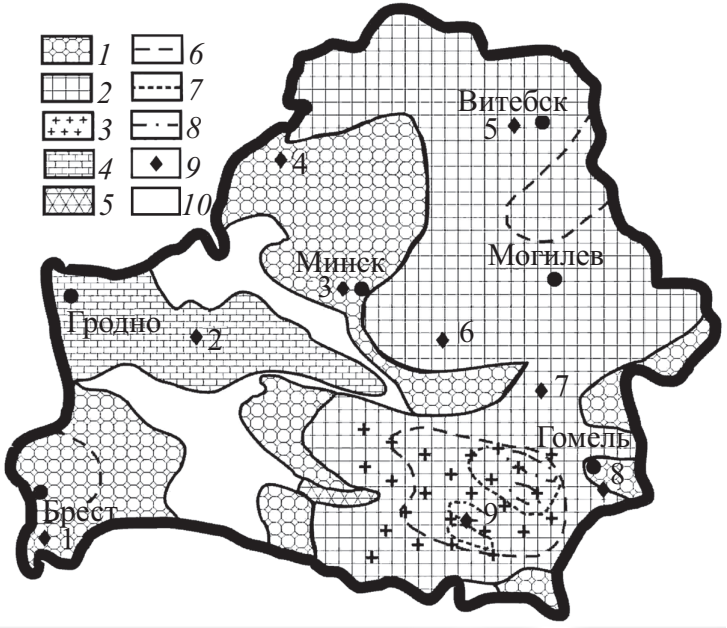


Рис. 37. Схема распространения минеральных лечебных и термальных вод Беларуси (Водные ресурсы Республики Беларусь, 2005):

минеральные воды: *1* – группы А (хлоридные и сульфатно-хлоридные, натриевые с минерализацией от 2 до 15 г/дм^3); *2* – группы А и Д (те же и сульфатные, преимущественно кальциевые, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией от 2 до более 400 г/дм^3); *3* – группы В (сульфидные); *4* – группы Е (слабоминерализованные радоновые воды); *5* – железистые; *термальные воды*: *6* – низкопотенциальные (t = 20–70 °С); *7* – среднепотенциальные (t = 70–100 °С); 8 – высокопотенциальные (t > 100 °С); *9* – *курорты и санатории*: 1. «Берестье»; 2. «Радон»; 3. «Беларусь», «Крыница»; 4. «Нарочь»; 5. «Летцы»; 6. «Свислочь»; 7. «Приднепровский»; 8. «Васильевка»; 9. «Сосны», «Полесье»; *10* – минеральные воды не выявлены

и лечебные рассолы используются почти в 200 лечебно-санаторных и профилактических учреждениях республики, производится бутылочный розлив более 130 торговых марок минеральных вод (рис. 38).

Рис. 38. Санаторно-курортное использование минеральных вод и промышленных розливов столовых и лечебно-столовых вод (Кудельский, 2010)

Минеральные воды и рассолы без специфических активных компонентов химического состава и физико-химических свойств (с общим солесодержанием более 1 г/дм³)

Распространены по всей территории Беларуси. Частично известны населению по торговым маркам столовых и лечебно-столовых вод, бутылочный розлив которых осуществляется более чем 65 заводами и цехами (см. рис. 38). Внутри данного вида по анионному составу выделены группы минеральных вод: хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные; сульфатные; хлоридно-сульфатные; сульфатно-хлоридные; хлоридные, различной минерализации и катионного со-

става. По соотношению катионов преобладают натриевые, кальциево-натриевые, магниево-кальциево-натриевые, кальциевые, магниево-кальциевые, натриево-магниево-кальциевые и натриево-магниевые. На их основе функционирует более 70 лечебно-профилактических учреждений Беларуси, они используются при лечении желудочно-кишечных заболеваний, печени, нарушениях обмена веществ, болезнях нервной системы, опорно-двигательного аппарата, гинекологических заболеваний, а также разливаются в бутылки для продажи населению (Минская-4, Минская-3, Случанская, Речицкая-1, Рогачевская и др.).

Хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды не имеют широкого распространения и приурочены к западной части Припятского ГГБ, где наиболее приподнятые участки водоносных комплексов среднего гидрогеологического этажа испытывают инфильтрационное воздействие со стороны Белорусской антеклизы и Полесской седловины. Локальные очаги этих вод, развивающиеся в пределах поля хлоридных натриевых вод, на площади с относительно высокими гипсометрическими отметками залегания водоносных комплексов, отмечаются в центральных районах бассейна. Они также обнаруживаются в долине р. Припять юго-восточнее г. Мозырь. В вертикальном разрезе бассейна гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией 2,0–2,9 г/дм^3 приурочены к отложениям келловейского и батского ярусов средней юры и горизонтам пермско-нижнетриасового, каменноугольного и надсолевого девонского водоносных комплексов.

Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые минеральные воды обнаружены в районе г. Петриков, Мозырь на глубинах 250–399 м. Дебиты скважин по единичным замерам достигают 562 м^3/сут при понижении уровня на 8–9 м. Химический состав вод по мере удаления от областей инфильтрационного питания в направлении погружения водоносных комплексов изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого, содержание хлора при этом возрастает от 40–75%-экв, а концентрация гидрокарбонатов соответственно уменьшается от 60 до 25%-экв. Содержание сульфатов в большинстве случаев не превышает 3%-экв. В катионном составе преобладает натрий (до 85–95%-экв). В микрокомпонентном составе этих вод обнаруживается бром (1,6–2,8 мг/дм^3), в единичных пробах присутствует йод (до 2,6 мг/дм^3). В газо-

вом составе преобладает азот. Воды холодные, слабощелочные (pH 7,3–8,5).

В республике они рекомендованы в качестве лечебно-столовых при лечении желудочно-кишечных заболеваний и используются в санаториях-профилакториях «Сосны», «Полесье» (Мозырский район).

Сульфатные кальциевые, магниево-кальциевые и натриево-магниево-кальциевые воды широко распространены в центральной и восточной частях республики в загипсованых карбонатных, реже терригенных породах наровского водоносного комплекса. В северо-западных районах Беларуси они также приурочены к карбонатным породам ордовика и песчаным прослоям слабопроницаемых алеврито-глинистых отложений кембрия.

Минеральные воды вскрываются на глубинах от 100–130 м в северо-западных и центральных районах Беларуси (г. Поставы, Березино, Слуцк, д. Жукойни (Сморгонский район) и др.) до 300 м в восточных (г. Могилев, г.п. Кировск). Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 6,5–19 м или поднимаются выше земной поверхности на 1,9 м (г.п. Кировск). Производительность скважин оценивается в основном дебитами от 144 $м^3$/сут при понижении уровня на 75 м (г. Березино) до 313–360 $м^3$/сут при понижении 23–28 м (г.п. Кировск, д. Очижа (Червенский район), ст. Лапичи (Осиповичский район)). Однако наибольшие дебиты скважин отмечаются в западной части республики – 912 $м^3$/сут при понижении уровня на 16 м (г.п. Лынтупы (Поставский район)). Минерализация вод изменяется в небольших пределах – 1,8–3,7 г/$дм^3$. Воды холодные (8–12 °С), слабокислые и слабощелочные.

В настоящие время воды этой группы используются в профилактории «Рассвет» (г.п. Кировск) для бальнеопроцедур в ваннах, при лечении желудочно-кишечных заболеваний, печени, нарушений обмена веществ.

Хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые, магниево-натриевые и магниево-кальциево-натриевые воды сосредоточены на востоке и юге Беларуси.

В Оршанском ГГБ они широко распространены в центральной и юго-восточной частях и связаны с загипсованной карбонатной толщей эйфельского яруса среднего девона. Глубина залегания вод изменяется от 175 (г. Бобруйск) до 342 м (г. Могилев).

Пьезометрические уровни находятся на глубине 10,9–11,5 м, но известны случаи, когда они поднимаются выше земной поверхности (на 4,1 м). Минерализация вод колеблется от 1,5 до 5,6 г/дм^3. В составе вод преобладают сульфаты (48–59%-экв) и хлор (24–48%-экв), гидрокарбонаты составляют 79%-экв. Среди катионов во всех случаях доминирует натрий (46–82%-экв), кальций изменяется в пределах 23–48%-экв, а магний – 7–26%-экв. Микрокомпоненты представлены следующим составом (мг/дм^3): железо (2–4), бром (0,5–52), стронций (1,1–9,7), фтор (0,48–3,2). Воды холодные (9–10 °С), с нейтральной и слабощелочной реакцией (pH 7,2–8,6).

В Припятском ГГБ воды этой группы распространены в северо-западной части и связаны с породами глинисто-мергельной толщи надсолевого девона. Минеральные воды вскрываются на глубинах от 120 до 280 м. Пьезометрические уровни, снижаясь с запада на восток, устанавливаются на абсолютных отметках 135–155 м. Производительность скважин оценивается дебитами 78,4–41 м^3/сут при понижениях 73–117 м.

На западной окраине площадного распространения этих вод обнаруживаются хлоридно-сульфатные натриево-кальциево-магниевые воды. По мере продвижения в восточном направлении, вдоль южного контура выклинивания подстилающей соленосной толщи, в катионном составе вод вместо магния возрастает роль натрия, воды приобретают магниево-кальциево-натриевый или кальциево-натриевый состав. Воды с минерализацией 5–8 г/дм^3 были вскрыты на глубинах 230–330 м.

В северной прибортовой зоне Припятского ГГБ встречены хлоридно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды.

Практический интерес представляют хлоридно-сульфатные магниево-кальциево-натриевые воды с минерализацией 4,4 г/дм^3. Преобладающими компонентами анионного состава являются сульфаты (62%-экв) и хлор (36%-экв), катионного – натрий (41%-экв), кальций (30%-экв) и магний (26%-экв). Микрокомпонентный состав характеризуется наличием двухвалентного железа (до 1,4 мг/дм^3), брома (до 1,6 мг/дм^3), фтора (1,6 мг/дм^3), стронция (до 8,7 мг/дм^3).

В настоящее время на их базе функционируют санатории «Лепельский» (Витебская область), им. Ленина (г. Бобруйск), а также санатории-профилактории белорусских комбинатов – калийного в г. Солигорск и шинного в г. Бобруйск. Воды могут быть использованы для бальнеопроцедур в ваннах.

Сульфатно-хлоридные натриево-кальциево-магниевые, натриевые и магниево-кальциево-натриевые воды представлены (за исключением натриевых) в северных и восточных районах республики, преимущественно в пределах Оршанского ГГБ. На западе республики и Припятском ГГБ эти воды не получили широкого площадного распространения и формируются, как правило, в гипсоносных отложениях среднего и верхнего девона, реже в песчано-глинистых породах верхнего протерозоя.

Воды данной группы были обнаружены в районе г. Лепель, Могилев, Бобруйск, Рогачев, Осиповичи, Солигорск и других пунктах на глубинах от 174 до 388 м. Пьезометрические уровни залегают сравнительно неглубоко от дневной поверхности – на 3,6–11,5 м, но бывают случаи, когда воды изливаются фонтаном в 5,6 м (г. Могилев). Дебиты скважин в северо-восточных районах рассматриваемой территории составляют 337–474 м^3/сут при понижении уровня на 23–40 м (санатории «Лепельский», «Летцы»). В южных районах (г. Бобруйск, Рогачев) производительность скважин снижается до 31–55 м^3/сут при понижении уровня соответственно на 23,9–73,2 м.

В Припятском ГГБ воды данного типа приурочены к нижней, менее промытой части глинисто-мергельной толщи, дебиты скважин составили 0,34–0,83 м^3/сут при понижениях 145–248 м. В описываемом регионе они не используются по причине низкой водообильности водовмещающих пород и малой производительности скважин.

Минерализация сульфатно-хлоридных натриево-кальциево-магниевых и смешанного катионного состава вод в зависимости от глубины залегания изменяется от 3,1 до 10,2 г/дм^3.

В химическом составе среди анионов преобладают хлор (47–79%-экв) и сульфат-ион (25–52%-экв), катионы представлены натрием (42–70%-экв), кальцием (20–37%-экв) и магнием (до 19–22%-экв). В небольших количествах содержатся бром, железо, стронций, фтор. Воды холодные (9–13 °С), обладают слабокислой и нейтральной реакцией.

Целебные свойства вод подтверждены бальнеологической практикой в санаториях «Лепельский», «Летцы», «Приднепровский» (г. Рогачев), на бальнеологическом курорте «Бобруйск», в санаторно-профилактерных учреждениях г. Могилев и Новополоцк. Маломинерализованная вода используется как лечебно-питьевая для лечения желудочно-кишечных заболеваний.

Сульфатно-хлоридные натриевые воды не имеют широкого площадного распространения, а приурочены к северо-западной, центральной и юго-восточной частям территории Беларуси. В пределах Оршанского ГГБ и Белорусского ГГМ они обнаружены в доломитах наровского горизонта среднего девона, в туфопесчаниках (республиканская больница медицинской реабилитации «Аксаковщина») и песчаниках с прослоями алевритов (г. Борисов, Несвиж, г.п. Заславль, д. Купа (Мядельский район), ст. Ждановичи, северный берег оз. Нарочь) верхнего протерозоя (волынская и белорусская серии), а также в трещиноватой зоне пород кристаллического фундамента (д. Кривичи, Мядельский район) на глубинах 142–467 м.

Пьезометрические уровни подземных вод залегают на глубине 225–53 м (ст. Ждановичи, г.п. Заславль), иногда устанавливаются выше поверхности Земли на 8,6 м (д. Кривичи).

В Припятском ГГБ сульфатно-хлоридные натриевые воды связаны с отложениями надсолевого девона, верхней перми и нижнего триаса.

На северо-западе бассейна они были вскрыты скважинами в д. Кирово (Слуцкий район), в глинисто-мергельных породах надсолевого девонского водоносного комплекса на глубине 491–536 м. Водообильность пород слабая. Дебит скважин составляет 4,3 м/сут при понижении уровня на 69,7 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 11,5 м. Минерализация вод достигает 36,4 г/дм^3.

В северо-восточной краевой части бассейна воды этой группы обнаружены в зоне сочленения Припятского прогиба, Воронежской антеклизы и Брагинско-Лоевской седловины в отложениях нижнего триаса и верхней перми, залегающих на глубинах 360–462 м (г. Гомель, д. Покалюбичи). Водовмещающие породы представлены мелкозернистыми кварцевыми песками и слабосцементированными песчаниками. Пьезометрические уровни располагаются на глубине 6,0–22,2 м от поверхности Земли. Дебиты скважин изменяются от 86 до 280 м^3/сут при понижении уровня 2,1–36,7 м. Минерализация воды колеблется от 1,6 до 3,7 г/дм^3.

Минеральные воды рассматриваемой группы везде холодные (2,5–13 °С), с нейтральной и слабощелочной реакцией (pH 7,0–7,6). Химический состав характеризуется преобладанием среди анионов хлора (57–79%-экв) и сульфатов (22–59%-экв), а среди катионов – натрия (68–79%-экв). Содержание кальция не превышает 7–15, магния – 8–10%-экв; содер-

жание брома – до 5,6 мг/дм^3, фтора – 0,6–0,8 мг/дм^3, йода – до 1,8 мг/дм^3.

Используются данные воды в санаториях «Крыница», «Нарочь», санаториях-профилакториях и бальнеолечебницах г. Гомель.

Хлоридные натриево-кальциевые воды развиты локально в периферических частях гидрогеологических бассейнов. Наиболее благоприятными для формирования этого типа вод являются участки, расположенные в зонах сочленения геологических структур, особенно в областях близкого залегания к поверхности их склонов.

В Оршанском ГГБ хлоридные натриево-кальциевые воды структурно приурочены к Бобруйскому и Суражскому погребенным выступам, где вскрываются скважинами в отложениях среднего девона (г. Бобруйск) и верхнего протерозоя на глубинах 175–415 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на 1,7–10,9 м и ниже поверхности Земли. Дебиты скважин, вскрывшие минеральные воды в девонских (наровский комплекс) глинисто-мергельных отложениях, составляют 32 м^3/сут при понижении уровня на 26,5 м, в верхнепротерозойских песчаниках увеличиваются до 144 м^3/сут при понижении 11,8 м. Минерализация вод повышается с глубиной от 3,2 до 18,3 г/дм^3.

В Брестском ГГБ воды этой группы обнаружены в юго-западной части в пределах Луковско-Ратновского горста, в туфогенных породах волынской серии венда, в интервале глубин 285–450 м (район оз. Рагознянское). Обводненность пород слабая, дебит составляет 3,45 м^3/сут при понижении 47,2 м. Минерализация вод не превышает 5,5 г/дм^3. В составе вод преобладают хлор (90%-экв), натрий (78%-экв), кальций (21%-экв). Второстепенное значение имеют сульфат-ион (6%-экв) и гидрокарбонат-ион (3%-экв). Содержание брома достигает 14,2 мг/дм^3.

В пределах Белорусского ГГМ хлоридные натриево-кальциевые воды обнаружены на юго-востоке в трещиноватых породах фундамента. Воды залегают в гранитах, гнейсах, диоритах, амфиболитах на разных глубинах от 282 до 524 м. Обводненность пород неравномерная, с глубиной уменьшается. Дебиты скважин колеблются от 99 до 535 м^3/сут при понижении уровня соответственно на 62,7 и 11,2 м. Минерализация вод варьирует от 7,1 до 56 г/дм^3.

Используются воды на бальнеологическом курорте «Бобруйск», в санатории «Берестье» (Брестская область).

Хлоридные натриевые воды являются наиболее характерной и распространенной группой вод в недрах Беларуси. Они встречены в породах фундамента и различных стратиграфических комплексах осадочного чехла: верхнего протерозоя (рифей, венд), палеозоя (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, пермь), мезозоя (триас, юра) Брестского, Оршанского и Припятского ГГБ, а также Белорусском ГГМ.

По степени минерализации хлоридные натриевые воды подразделяются на воды малой и средней минерализации (2–15 г/дм^3), высокой минерализации (15–35 г/дм^3), рассолы (35–450 г/дм^3 и более).

Весьма широкое развитие получили выделенные группы вод в Припятском и Оршанском ГГБ; в пределах Белорусского ГГМ и особенно в Брестском ГГБ площади их распространения сокращаются.

Хлоридные натриевые воды малой минерализации (до 5 г/дм^3) распространены в периферийных частях гидрогеологических бассейнов, со стороны приподнятых склонов Белорусской антеклизы.

В Припятском ГГБ эти воды прослеживаются в виде узкой полосы, протягивающейся от южного борта и приподнятой западной окраины до северной его прибортовой зоны, и связаны с отложениями пермско-нижнетриасового, каменноугольного и надсолевого девонского комплексов. Они вскрыты в отложениях нижнего триаса и перми на глубинах от 255 до 483 м. В виде естественных источников известны в Петриковском и Глусском районах.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 2,7 до 4,5 м в пермско-нижнетриасовом и до 25 м в каменноугольном водоносных комплексах. Высокой производительностью характеризуются скважины, вскрывшие воды в пермско-нижнетриасовых песках и песчаниках (до 319 м^3/сут при понижении 9,8 м), в каменноугольных отложениях они значительно ниже (69 м^3/сут при понижении 14 м).

Воды этого типа обнаружены также в пределах северо-западной части Брагинско-Лоевской седловины (д. Ченки). Из кавернозных известняков подсолевого водоносного комплекса был получен самоизлив с глубины 467–469 м. Пьезометрический уровень устанавливается на 4,9 м выше поверхности Земли. Дебит скважины 605 м^3/сут при сравнительно небольшом понижении уровня (3,4 м).

В Оршанском ГГБ и Белорусском ГГМ маломинерализованные хлоридные натриевые воды приурочены к северному и восточному склонам Белорусской антеклизы. Они распространены в песчано-глинистых отложениях верхнего протерозоя на глубинах от 200 до 320 м. Дебиты скважин составляют 129–250 м^3/сут при понижении 4–28 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на 16,2–34,6 м ниже поверхности Земли.

В Брестском ГГБ нижняя граница площадного распространения хлоридных натриевых вод малой минерализации проходит севернее г. Брест, Белоозерск, западнее г. Дрогичин до государственной границы. Воды залегают в песчаниках верхнего протерозоя на разных глубинах от 190–293 до 1265–1315 м.

Пьезометрические уровни располагаются на глубине 3,5–10,7 м. Наибольшая производительность скважин отмечается на востоке бассейна – 579–682 м^3/сут при понижении уровня на 20,1–23,6 м. В западной части дебиты уменьшаются до 393 м^3/сут при понижении 195 м.

Воды холодные (до 16 °С), слабощелочные (pH 7,2–8,7). В химическом составе преобладают хлор (63–85%-экв) и натрий (90–95%-экв). Содержание гидрокарбонатов составляет 7–13%-экв, сульфатов – до 11%-экв, присутствуют двухвалентное железо (0,4–0,6 мг/дм^3), фтор (1,1 мг/дм^3), бром (2,7–5,6 мг/дм^3).

Воды рекомендуются в качестве лечебно-питьевых при заболеваниях органов пищеварения, используются в санатории «Крыница», санатории-профилактории «Птичь» (г. Копаткевичи), санатории-профилактории объединения «Белоруснефть», производится промышленный розлив их в г. Минск и Речица.

Хлоридные натриевые воды средней минерализации (5–15 г/дм^3) прослеживаются в виде узкой полосы, смещенной к центральным частям гидрогеологических бассейнов, вдоль участков распространения маломинерализованных вод, а в пределах приподнятых локальных структур Припятского прогиба – оконтуривают их.

Вскрываются они на глубинах от 225–541 м. На меньшей глубине (206–211 м) воды обнаружены в песчаных породах батского яруса средней юры, в зоне северного регионального разлома, ограничивающего Припятский прогиб от сопредельных структур.

В центральной части Припятского прогиба они вскрыты в песках батского яруса средней юры на глубине 345–354 м.

Дебит скважины составил 224 м^3/сут при понижении 17 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 18,9 м. Минерализация вод составляет 6,9 г/дм^3.

На северо-востоке Припятского прогиба и северо-западе Брагинско-Лоевской седловины (г. Речица, санаторий «Васильевка») среднеминерализованные хлоридные натриевые воды связаны с отложениями пермско-нижнетриасового водоносного комплекса.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 0,5–13 м. Дебиты скважин изменяются от 195–316 м^3/сут при понижении уровня 14–21 м.

В районе г. Петриков данные воды получены из карбонатных и терригенных пород каменноугольного водоносного комплекса в интервале глубин 250–480 м. Статические уровни – на глубине 11,5–39,7 м ниже поверхности Земли. Водообильность пород слабая, притоки 0,62–29,5 м^3/сут при понижении 42–240 м.

В надсолевом водоносном комплексе подобные воды получены из трещиноватых мергелей и известняков, залегающих на глубине 225–235 м (д. Мольча, Светлогорский район). Дебит скважины составил 34,3 м^3/сут при понижении 31 м.

В Оршанском ГГБ хлоридные натриевые воды средней минерализации приурочены к песчано-глинистым породам верхнего протерозоя. Дебиты скважин колеблются от 69 до 250 м^3/сут при понижении 28–59 м (г. Минск).

Воды холодные (8–15 °С), нейтральные и слабощелочные (pH 7,1–7,6). По химическому и газовому составу хлоридные натриевые воды средней минерализации аналогичны маломинерализованным хлоридным натриевым.

Из микрокомпонентов в водах содержатся двухвалентное железо (4,5 мг/дм^3), фтор (1,4 мг/дм^3), бром (7,1–73,6 мг/дм^3), бор (до 15,1–18,9 мг/дм^3).

В бальнеологических целях воды используются в санатории «Васильевка», санаториях-профилакториях г. Гомель, Речица и областной больнице г. Минск.

Хлоридные натриевые воды с минерализацией 15–35 г/дм^3 широко распространены в нижних горизонтах осадочного чехла гидрогеологических бассейнов.

В Брестском ГГБ эти воды получили развитие в юго-западной части, в районе г. Брест, Кобрин, оз. Рагозянское (санаторий «Берестье») на глубинах от 502 до 1125 м. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми песчаниками пинской свиты рифея, базальтами и туфопесчаниками ратай-

чицкой свиты венда. Наибольшей обводненностью обладают трещиноватые песчаники, дебит скважины самоизливом составил 57,6 м^3/сут (г. Кобрин). Водообильность вулканогенных отложений с глубиной уменьшается от 30 до 4,3 м^3/сут при понижении уровня на 15,8–225 м. На глубине 1440 м воды имеют минерализацию 20,5 г/дм^3 и температуру 33,8 °С.

В Оршанском ГГБ воды рассматриваемой группы вскрыты в отложениях рифейского и вендского водоносных горизонтов в основном по юго-западной периферии на глубине 368–497 м. Дебиты скважин изменяются от 17,3–19,8 м^3/сут при понижении уровня 21,4–42,5 м (г. Рогачев) до 250–285 м^3/сут при понижении 13,5–22 м (г. Минск). Воды холодные (12–18 °С), отличаются присутствием брома (19,2–50,6 мг/дм^3) и кремнекислоты до 25 мг/дм^3.

В районе г. Верхнедвинск они вскрыты и выведены скважиной на поверхность самоизливом с глубины 481–594 м из песчано-глинистых пород кембрия. Пьезометрический уровень устанавливается выше земной поверхности на 20 м. Дебит скважин составил 600 м^3/сут при понижении 2 м. Хлоридные натриевые воды высокой минерализации (34 г/дм^3) содержат бром до 115 мг/дм^3.

В Припятском ГГБ хлоридные натриевые воды с минерализацией 15–35 г/дм^3 известны в разрезе всех водоносных комплексов среднего и нижнего гидрогеологических этажей. В зависимости от структурной позиции и положения поверхности верхней соленосной толщи глубина залегания варьирует от 340 до 593 м (д. Прудок, Слободка (Калинковичский район), санаторий «Васильевка») в пермско-нижнетриасовом водоносном комплексе, от 558 до 608 м (д. Буйновичи, Мозырский район) в каменноугольном и от 283 м (г. Петриков) до 505 м в надсолевом девонском водоносном комплексе. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 4,8–15 м, иногда 7,9 м (г. Петриков) выше поверхности Земли или на 21–25 м (д. Буйновичи) ниже ее. Наибольшая производительность скважин составляет 174–229 м^3/сут при понижениях 17,5–99 м иногда достигает 641 м^3/сут (санаторий «Васильевка») при относительно небольшом понижении уровня (4,85 м). Скважины, вскрывшие эти воды в глинисто-мергельной толще надсолевого девонского водоносного комплекса, имеют небольшой дебит (до 18 м^3/сут) при значительном понижении (85 м).

Воды данной группы получены также в Слуцком и Речицком районах из трещиноватых известняков межсолевого ком-

плекса, залегающих на глубине 394–597 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 5,7–10,7 м от дневной поверхности. Дебиты скважин варьируют от 4,3 м^3/сут при понижении 44 м до 760 м^3/сут при понижении 2,45 м. В районе г. Гомель эти воды вскрыты скважинами в песках и песчаниках наровского водоносного комплекса среднего девона на глубине 471–509 м, а также в интервале 520–545 м в породах верхнепротерозойского возраста и кристаллического фундамента. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 3,85–16,8 м от поверхности Земли. Дебиты скважин в зависимости от литологического состава вмещающих пород изменяются от 124 до 392 м^3/сут при понижении уровня от 6,1 до 32,1 м.

Воды холодные (15–16°С), нейтральные и слабощелочные (pH 6,8–8,1). В микрокомпонентном составе отмечаются бром (до 8,8–51,9 мг/дм^3), йод (до 1,9–2,2 мг/дм^3), бор (до 23,6 мг/дм^3), фтор (0,7 мг/дм^3).

Используются данные воды в санаториях «Берестье», «Вечелье» (г. Ушачи), «Налибокская пуща» (Воложинский район), водогрязелечебницах г. Минск и Гомель. Они рекомендуются при лечении опорно-двигательного аппарата, нервных заболеваний.

Хлоридные натриевые рассолы (35–450 г/дм^3) широко распространены в центральных, наиболее глубоких частях Припятского, Оршанского ГГБ и Белорусского ГГМ. По минерализации выделяются слабые (35–150 г/дм^3) и крепкие (150–450 г/дм^3) рассолы.

В разрезе Белорусского ГГМ получили развитие слабые рассолы. Они вскрыты в районе г. Видзы (Браславский район) на глубине 251,3–363 м в глинистых известняках ордовика. Пьезометрический уровень устанавливается на 11 м ниже поверхности Земли или на абсолютной отметке 129 м. Дебит скважин составил 220 м^3/сут при понижении 18 м. Минерализация вод достигает 44,6 г/дм^3.

В Оршанском ГГБ хлоридные натриевые рассолы занимают большую часть гидрогеологического разреза и распространены преимущественно в центральной и северо-восточных частях бассейна. Минерализация рассолов в наиболее погруженной части бассейна достигает 151,8 г/дм^3 (г. Орша).

Хлоридные натриевые рассолы в разрезе связаны с песчано-глинистыми отложениями верхнего протерозоя. Наибольшей обводненностью характеризуются рифейские отложения. Дебиты скважин достигают 622–934 м^3/сут при понижении

уровня 6,9–14,8 м (санаторий «Летцы», г.п. Богушевск (Сеннинский район)). Производительность скважин невысокая – 47 м^3/сут при понижении уровня 56,6 м. Глубина залегания пьезометрических уровней не превышает 25 м.

В рассолах присутствуют разнообразные микрокомпоненты, среди них бром (119–180 мг/дм^3), йод (до 0,3 мг/дм^3), фтор (0,25–1,54 мг/дм^3), железо (до 10,7–14,7 мг/дм^3). Хлоридные натриевые рассолы холодные (10,2–18 °С), со слабокислой и нейтральной реакцией.

В Припятском ГГБ хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 35–150 г/дм^3 широко распространены в нижних горизонтах водоносных комплексов среднего гидрогеологического этажа, занимая преимущественно центральные части бассейна. В водоносных комплексах нижнего гидрогеологического этажа воды данной группы развиты в периферических частях бассейна. Обнаруживаются они в районе г. Солигорск, Петриков, Наровля, Брагин, Речица, д. Александровка, Слободка, на территории санатория «Васильевка» и на других площадях в разрезе терригенных и карбонатных пород на глубине от 308 до 1092 м. Пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности Земли на 4,8–21 м. Водообильность скважин колеблется от 5 до 190 м^3/сут при понижении уровня на 39,0–11,2 м от статического.

Воды холодные (16–19 °С), слабокислые, нейтральные и слабощелочные (pH от 6,3 до 7,7). В рассолах присутствуют бром (до 21–426 мг/дм^3), йод (до 2,5–2,9 мг/дм^3) и бор (до 20–25 мг/дм^3).

На базе рассолов функционируют санатории «Васильевка», «Летцы», «Лепельский», санатории-профилактории объединения «Белоруснефть», Речицкого производственного объединения «Речицадрев» и ряд других. Использование вод рекомендовано при лечении опорно-двигательного аппарата, периферической и центральной нервной системы, гинекологических заболеваний.

Хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 150–450 г/дм^3 распространены главным образом в пределах Припятского ГГБ, в его центральных наиболее погруженных частях. Они выделяются в объеме среднего гидрогеологического этажа и в пределах периферических частей рассолоносных комплексов нижнего гидрогеологического этажа. Вскрыты в районе г. Солигорск, Петриков, Ельск, Наровля и других в интервале глубин от 433 до 2676 м. Пьезометрические уров-

ни устанавливаются на глубине от 51 до 90,5 м, а в некоторых пунктах (г. Солигорск) поднимаются на 0,87 м выше поверхности Земли. Дебиты отдельных скважин колеблются от 29 до 433 м^3/сут при понижении 15–16 м.

Температура рассолов изменяется от 12–13 до 40 °С. По величине pH (5,5–7,6) рассолы слабокислые, нейтральные и слабощелочные. Химический состав крепких рассолов однообразен. Содержание хлора и натрия находится примерно в одинаковых соотношениях. Сульфаты и гидрокарбонаты практически отсутствуют. Кальция и магния, как правило, небольшое количество (2–5%-экв). Рост минерализации сопровождается увеличением в рассолах концентрации микрокомпонентов (мг/дм^3): брома – до 452, йода – до 4,2–12,6, стронция – до 80. Воды этой группы используются в санатории-профилактории «Березка» (г. Солигорск).

Бромные и йодо-бромные воды и рассолы

Бромные хлоридные натриевые воды с минерализацией до 150 г/дм^3 распространены в юго-западной части Брестского ГГБ, северо-восточной Оршанского ГГБ и восточной Белорусского ГГМ. В пределах перечисленных структур бромные воды вскрыты единичными скважинами в районе оз. Рагознянское, г. Верхнедвинск, Городок, Орша, в санатории «Летцы» и других пунктах. Содержание брома в водах колеблется от 49,5 до 180 г/дм^3.

В Припятском ГГБ бромные воды распространены весьма широко. Они вскрыты многочисленными нефтяными скважинами в карбонатных и терригенных отложениях водоносных комплексов нижнего гидрогеологического этажа.

Выделяются бромные хлоридные натриевые воды с минерализацией до 320 г/дм^3, хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 320–350 г/дм^3, хлоридные натриево-кальциевые, магниево-кальциевые с минерализацией свыше 350 г/дм^3.

Бромные хлоридные натриевые воды с минерализацией до 320 г/дм^3 распространены ограниченно. Они вскрыты единичными скважинами на глубинах 1709–1775 м в отложениях подсолевого водоносного комплекса в западной и северной бортовых частях бассейна. Из межсолевых отложений воды этого типа получены в интервале глубин 2210–2215 м. Пьезометри-

ческие уровни устанавливаются на 183–223 м ниже поверхности Земли, дебиты скважин составляют 177–194 м^3/сут. В водах содержится от 1,0 до 2,2 г/дм^3 брома и до 68 мг/дм^3 йода при минерализации 292–316 г/дм^3.

В составе растворенного газа основным компонентом является азот, присутствуют метан, водород, гелий и аргон. По значению pH (4,9–5,4) воды являются кислыми.

Бромные хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 320–350 г/дм^3 распространены главным образом в межсолевом водоносном комплексе и в краевых частях подсолевого водоносного комплекса, где они прослеживаются относительно узким поясом в зонах перехода от хлоридных натриевых к хлоридным натриево-кальциевым и кальциевым рассолам. В зависимости от геолого-структурных особенностей глубина залегания их варьирует в широких пределах от 1903 до 3415 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 248–555 м от поверхности Земли. Притоки рассолов в скважины составляют 51,2–254 м^3/сут при понижениях до 425 м. Для рассолов характерно высокое содержание брома (до 1,3–3,2 г/дм^3). Содержание йода в большинстве случаев изменяется в пределах 2–20 мг/дм^3, максимальные концентрации йода (до 42–64 мг/дм^3) свойственны рассолам, заключенным в отложениях межсолевого комплекса. Помимо данных микрокомпонентов в рассолах присутствуют стронций (680–541 мг/дм^3), двухвалентное железо (111–1286 мг/дм^3), аммоний (25–871 мг/дм^3), бор (32–154 г/дм^3), марганец (14–47 мг/дм^3). Растворенные газы – метано-азотного или азотно-метанового состава. По значению pH (4,4–6,6) рассолы относятся к кислым и слабокислым.

Бромные хлоридные натриево-кальциевые, магниево-кальциевые и кальциевые рассолы с минерализацией свыше 350 г/дм^3 широко распространены во внутренних частях Припятского ГГБ.

Залегают рассолы на глубинах от 1950 до 4656 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине от 32 до 813 м ниже поверхности Земли. Дебиты скважин изменяются от 15 до 636 м^3/сут при понижениях от 230–600 до 1000 м.

С рассолами связано высокое содержание микроэлементов, имеющих большое бальнеологическое и промышленное значение. Так, содержание брома превышает 3 г/дм^3, достигая 6,8 г/дм^3 в подсолевом водоносном комплексе. Йода обычно немного

(6–20 мг/дм^3), больше его (33–95 мг/дм^3) в водах межсолевого комплекса. Отмечаются повышенные концентрации стронция, бора, марганца, лития и других микрокомпонентов.

Газовый состав рассолов разнообразен. На нефтегазоносных площадях они метановые, за их пределами развиты рассолы азотно-метановые, метаново-азотные, иногда углекислоазотные и азотные.

Рассолы кислые и слабокислые (pH 3,5–6,0), теплые и горячие (39–99 °С). В бальнеологической практике бромные рассолы используются в виде ванн с предварительным разбавлением до минерализации порядка 20–30 г/дм^3.

Радоновые воды

Радоновые воды Беларуси (типа «Цхалтубо») известны в области высокого залегания кристаллического фундамента Белорусской антеклизы, в пределах Центрального Белорусского массива.

В середине 1960-х гг. радоновые воды были обнаружены вблизи д. Селивонки (Дятловский район) и Пацевичи (Мостовский район) на глубине от 100 до 500 м. Из кислых пород кристаллического фундамента (граниты, гранитогнейсы, амфиболиты) были получены гидрокарбонатные натриево-кальциевые пресные воды (0,3–0,6 г/дм^3) с высоким содержанием радона 665–870 Бк/дм^3, концентрации которого увеличиваются с глубиной.

В 1978–1979 гг. Белорусской гидрогеологической экспедицией при проведении поисковых работ выявлены радоновые воды в среднем течении р. Молчадь, на участке впадения правого притока р. Паниква.

Формируются радоновые воды в окварцованных милонитизированных разностях трещиноватых гранитов и гранитогнейсов, обладающих повышенной радиоактивностью. Водовмещающие породы характеризуются фильтрационной неоднородностью и слабой водообильностью. Дебиты скважин изменяются от 36 до 224,6 м^3/сут при понижении 24–59 м. Пьезометрические уровни на водораздельных участках залегают ниже поверхности Земли – 21–46 м, а в долине р. Молчадь – выше ее поверхности ее на 0,41–1,9 м.

По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые, малой минерализации (0,3–

0,5 г/дм^3). Содержание радона колеблется от 6 до 22 нКи/дм^3, что позволяет отнести их к слаборадоновым водам. Они холодные (9 °С), слабощелочные.

Радоновые воды используются в санаториях «Радон», «Несвиж», «Сосновый бор».

Минеральные воды с высоким содержанием органического вещества

Издавна известно о высокой эффективности органических веществ в лечебном воздействии минеральных вод на организм человека (диуретическое, желчегонное действие и пр.). И только в 1998 г. впервые обнаружены минеральные воды с высоким содержанием гумусовых веществ. Специфичность химического и газового состава позволяет выделять эти минеральные воды в качестве нового для Беларуси типа.

Изучено содержание растворенного органического вещества в питьевых лечебно-столовых водах, использующихся в санатории «Сосны», принадлежащем Мозырскому НПЗ, и санатории-профилактории «Полесье».

Оба месторождения расположены в пределах Припятского прогиба и связаны с отложениями батского и байосского ярусов средней юры. Водовмещающие отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками, залегают на глубинах от 297 до 399 м. Подземные воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на гипсометрических отметках от 24,2 м ниже земной поверхности до +0,6 м («Полесье»). Дебиты эксплуатационных скважин варьируют от 0,4 до 1,35 л/с при понижении уровня подземных вод соответственно на 30,4 и 12,35 м. Разведанные запасы минеральных вод составляют 36 м^3/сут («Полесье») и 117 м^3/сут («Сосны»).

По соотношению основных компонентов минеральные воды определяются как маломинерализованные (1,9–2,4 г/дм^3) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, щелочные (CO_3^- от 15 до 48 мг/дм^3, pH 8,4–8,9) с низким содержанием Ca_2^+ и Mg_2^+. В составе вод фиксируется бром (до 3–12 мг/дм^3), йод (десятые доли миллиграмма на кубический сантиметр), фтор (2–3 мг/дм^3), метаборная кислота (до 18 мг/дм^3), ортокремниевая кислота (до 12,5 мг/дм^3), закисное железо (0,4–1,3 мг/дм^3), аммоний (до 1,1–2,25 мг/дм^3).

М.С. Капора в период режимных наблюдений 1997–1998 гг. установил, что в минеральных водах профилактория «Сосны» содержатся высокие концентрации (240–289 г/дм^3) гумусовых веществ, присутствие которых придает воде темно-коричневый цвет (цветность – 1980^o).

Характерной особенностью минеральных вод месторождений «Сосны» и «Полесье» является рост концентрации гуминовых веществ в процессе эксплуатации месторождений. Так, если в начале разработки месторождений (1988–1999) концентрация гумусовых веществ в воде составляла 40 мг/дм^3 («Сосны») и 13,2 мг/дм^3 («Полесье»), то уже в 1999–2001 гг. их содержание достигало 298,7 и 32,9 мг/дм^3 соответственно.

Близкой по массовой концентрации гумусовых веществ (246,0 мг/дм^3), но отличающейся гидрохимическим типом (хлоридный натриевый) и минерализацией (4,2 г/дм^3) является вода источника Моор-Зальц в районе г. Брамштадт (Германия).

Состав воды источника Моор-Зальц представляется формулой

$$C_{орг.\ 0,25}M_{4,2}\frac{Cl96HCO_3 3}{Na90K5Ca4},$$

а состав воды ЛПК «Сосны», скважина 2 (Гомельская область), – формулой

$$C_{орг.\ 0,29}M_{1,9}\frac{Cl61HCO_3 33CO_3 6}{Na97Ca2K1}.$$

Борные воды

Минеральные воды, содержащие ортоборную кислоту (H_3BO_3), впервые в республике были обнаружены в Ушачском районе Витебской области. Из девонских пярнуско-наровских отложений получена сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая минеральная вода небольшого солесодержания (3,4 г/дм^3) и с концентрацией ортоборной кислоты 40 мг/дм^3. В породах вендского возраста вскрыта высокоминерализованная (25,3–г/дм^3) минеральная вода с таким же содержанием борного компонента. Нижний предел лечебного содержания ортоборной кислоты – 35 г/дм^3, что дает основание классифицировать эти минеральные воды в бальнеологический тип борных вод.

Железистые воды

В пределах Беларуси минеральные лечебные воды, содержащие более 20 мг/дм^3 железа, выявлены на западе Припятского ГГБ, в зоне сочленения Микашевичско-Житковичского выступа и Припятского прогиба.

При проведении геологоразведочных работ на месторождении строительного камня «Микашевичи», на южном склоне Микашевичского горста скважинами в интервале глубин 50–178 м были вскрыты железистые воды, перспективные для использования в бальнеолечении (лечение железодефицитных анемий).

Отложения пинской свиты верхнего протерозоя, к которым приурочены железистые воды, представлены песками и песчаниками с прослоями (до 6 см) глин общей мощностью 122 м.

По химическому составу минеральные воды хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 4,5 г/дм^3. Содержание двухвалентного железа достигает 86 мг/дм^3, что позволяет отнести их к крепким железистым водам. Из других бальнеологических активных компонентов установлен бром – до 5 мг/дм^3. Отмечается невысокое содержание гидрокарбонатов и почти полное отсутствие сульфатов (0,1%-экв). Воды холодные (13 °С), слабокислые (pH 6,0–6,5). Характерной особенностью железистых вод является наличие в их составе свободной углекислоты (30,8–44,0 мг/дм^3).

Сульфидные и сероводородные (гидросульфидные) воды и рассолы

Сероводородные воды в пределах территории Беларуси развиты локально. Естественные источники сероводородных вод известны на западе Белорусского ГГБ в районе д. Видзы Ловчинские в Браславском районе. По составу это гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые воды, пресные (0,64 г/дм^3), холодные (10 °С). Содержание сероводорода значительное – 35 г/дм^3.

Сероводородные воды формируются в разрезе четвертичных отложений в результате взаимодействия SO_4^{2-} из разреза девонских отложений с органическим веществом погребенных торфов четвертичного возраста. Бурением поисковых скважин на четвертичный водоносный горизонт глубиной до 100 м се-

роводородные воды могут быть выведены на земную поверхность, что откроет принципиальные возможности создания первого в республике санаторно-курортного комплекса типа «Арчман» (Туркменистан), «Кемери» (Латвия) с профилирующим лечением кожных заболеваний и заболеваний опорно-двигательного аппарата.

В пределах Жлобинской седловины сероводородные воды вскрыты на глубине 355–424 м в отложениях старооскольского горизонта среднего девона.

Производительность скважины 346 м^3/сут при понижении 6,1 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 2 м. По химическому составу воды хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 18 г/дм^3. Основные компоненты составляют хлор (83%-экв), натрий (67%-экв) и кальций (21%-экв). Второстепенные представлены сульфат-ионом (16%-экв), гидрокарбонат-ионом (1,3%-экв) и магнием (12%-экв). Содержание сероводорода достигает 35 мг/дм^3, присутствует также бром до 26 мг/дм^3. Воды холодные (14 °С), слабокислые (pH 6,25).

Выявленные сероводородные воды представляют большой интерес с лечебной точки зрения и используются в санатории-профилактории «Пролеска» (Жлобинский район).

В Припятском ГГБ известные проявления сероводородных вод локализуются вблизи г. Ельск. Вблизи д. Богутичи сульфидные рассолы с минерализацией 323,6 г/дм^3 и очень высоким содержанием сероводорода (более 214 мг/дм^3) и углекислоты (до 326 мг/дм^3) вскрыты из нефтеносных песчаников на глубине 2783,4 м. Дебит скважин при самоизливе составил около 1680 м^3/сут. Температура воды на устье скважины 40–42 °С. По концентрации сероводорода и pH (5–5,2) воды относятся к крепким сероводородным. По химическому составу – типичные хлоридные натриевые рассолы. Отмечается кальций и незначительное количество магния. Сульфаты и гидрокарбонаты практически отсутствуют. В рассолах присутствуют (мг/дм^3): бром – 53, йод – 0,4, бор – 4,5, стронций – 84 и нафтеновые кислоты – 1,1. В составе растворенного газа – сероводород и метан, а также небольшое количество азота и редких газов.

Близкие по составу рассолы с максимальным содержанием сероводорода (до 372 мг/дм^3) были выведены с глубины 2555 м самоизливом. Минерализация рассолов 313,3 г/дм^3. Отмечается высокое содержание брома (1143 мг/дм^3), в составе газов преобладают азот, сероводород и углекислый газ.

Характерная особенность сероводородных рассолов Ельской площади – высокие концентрации аммония. Так, по данным М.А. Гательского, содержание аммония в рассолах составляет 3840–5216,4 мг/дм^3, по другим данным фиксируются его еще большие концентрации – 204–22778,9 мг/дм^3.

Новые типы минеральных вод

До настоящего времени в бальнеологии и для столового разлива активно используются не содержащие специфических компонентов в своем составе воды. Бромные и йодо-бромные и рассолы, а также радоновые воды составляют основу ванного бальнеолечения санаторно-курортных и профилактических учреждений. Минеральные воды остальных типов недостаточно изучены и используются не в полной мере.

С учетом геолого-гидрогеологических условий Беларуси существуют объективные предпосылки открытия здесь наиболее эффективных в бальнеотерапии групп минеральных вод, таких как сероводородные мало- и среднеминерализованные воды типа «Кемери», «Арчман» и «Мацеста», углекислые типа «Боржоми», а также минеральных вод с высоким содержанием органических (преимущественно битумных) веществ типа «Нафтуся».

Альтернативой импорту лечебно-столовых гидрокарбонатных натриевых вод может стать решение вопроса о нахождении вод такого химического состава в разрезе давсонитсодержащих отложений Заозерной площади Припятского прогиба (Мозырский район Гомельской области).

В пределах Заозерной площади (Ельский район) каменноугольные отложения представлены нижним и средним отделами мощностью от 164–289 м (северная часть) до 500–600 м (южная часть). Для отложений карбона в разрезе площади характерно преобладание терригенных пород, бокситоносность и ожелезненность, наличие прослоев бурых углей, углистых и каолиновых глин. Карбонатные породы имеют подчиненное значение. Отличительной чертой каменноугольных отложений Заозерной площади является присутствие давсонита в бобриковском горизонте визейского яруса нижнего отдела.

Мнения о возможности обнаружения гидрокарбонатных натриевых минеральных вод в давсонитсодержащих отложениях, распространенных в пределах Припятского прогиба, вы-

сказывались неоднократно и ранее. Основанием для этого явились результаты изучения поровых растворов Заозерского месторождения давсонита. На одном из участков, на глубинах 253,7 и 254,3 м и более 500 м, поровые растворы глинистых пород имеют следующий химический состав:

$$M5{,}7\frac{HCO_3 74Cl17}{(Na+K)100}\,pH\ 7{,}7;$$

$$M8{,}9\frac{HCO_3 77Cl14}{(Na+K)100}\,pH\ 9{,}9.$$

Химический состав известной минеральной воды «Боржоми» (Грузия) представляется формулой

$$CO_2 1{,}1M6{,}4\frac{HCO_3 85Cl15}{Na87Ca7}\,pH\ 6{,}8.$$

Сравнение состава поровых растворов Заозерной площади и состава минеральной воды «Боржоми» свидетельствует об их принципиальном сходстве. Исключение составляет отсутствие в поровых растворах углекислого газа, который не определяется ввиду незначительных объемов отжатых растворов. Но даже если в предполагаемой минеральной воде отсутствует растворенный углекислый газ, то этот недостаток легко устраняется газированием воды при ее розливе в бутылки.

Согласно теории формирования поровых растворов и подземных вод, состав первых, как правило, с тем или иным приближением соответствует составу гравитационно-подвижных пластовых вод. Это обстоятельство позволяет А.В. Кудельскому сделать вывод о возможности обнаружения в песчаных давсонитсодержащих прослоях каменноугольного возраста, а возможно, и в вышезалегающих отложениях, высокощелочных минеральных вод гидрокарбонатного натриевого состава.

В пользу обоснованности этих ожиданий свидетельствуют гидрогеологические исследования в пределах Заозерной площади, в результате которых было установлено, что в условиях ритмичных чередований песков (песчаников) и глинистых отложений горизонтов нижнего карбона создаются благоприятные условия для конвективно-диффузионного обогащения щелочными компонентами вод песчаных разностей гидрогеологического разреза, из которых возможно получение достаточных для использования дебитов минеральных вод.

На территории Припятского прогиба, помимо описанных выше минеральных вод с высоким содержанием гумусовых веществ, вполне вероятно открытие в наддевонской части разреза нефтеносных площадей минеральных вод с гумусово-битумным характером водорастворенного органического вещества. Определенным подтверждением этому могут служить подземные воды, вскрытые в 1978 г. в пределах Восточно-Первомайской площади (20 км северо-западнее г. Речица) в разрезе юрских отложений. Состав вод гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, минерализация 1,5 г/дм^3:

$$C_{орг.\ 0,14}M_{1,5}\frac{HCO_3 38 Cl 38 SO_4 19}{(Na + K)96}.$$

Водорастворенное органическое вещество представлено (мг/дм^3): гумусовыми кислотами (62,0), углеродом (56,52), битумом (хлороформный экстракт, 3), нафтеновыми кислотами (12,6), азотом (0,31) и фенолами (0,14).

Общий химический состав и состав водорастворенного органического вещества подземных вод позволяет утверждать о принципиальной возможности открытия в наддевонской части геологического разреза Припятского прогиба минеральных вод карпатского геохимического типа (с высоким содержанием битумов).

Кремнистые минеральные воды

Впервые выделяются в качестве самостоятельного типа минеральных вод на территории Беларуси. В соответствии с традициями российской бальнеологии (Иванов, Невраев, 1964; ГОСТ 13273–88) в качестве нижнего предела концентрации кремнекислоты H_2SiO_3 для выделения этого типа вод в качестве минеральной принимается ее содержание более 50 мг/дм^3 (Si > 18 мг/дм^3, SiO_2 > 39 мг/дм^3 и в виде H_4SiO_4 > 62 мг/дм^3). По некоторым данным, международными нормами кремнистые воды признаются минеральными при содержании SiO_2 не менее 5 мг/дм^3.

В Беларуси подземные воды с подобным содержанием кремния и его химических форм широко развиты на территории Полесья, где в зоне активного водообмена, преимущественно на глубинах до 100 м, буровыми скважинами вскрываются холодные (*акратотерми*) маломинерализованные (до

450 мг/дм^3) воды с высокими концентрациями активного компонента (д. Тульговичи, МТФ – SiO_2 41,2 мг/дм^3; д. Дуброва, МТФ – SiO_2 > 70 мг/дм^3; д. Конковичи, МТФ – SiO_2 50,2 мг/дм^3; д. Боровое, МТФ – SiO_2 57 мг/дм^3; г. Гомель, водозабор «Сож», скважина 154 – SiO_2 63,2 мг/дм^3).

Кремнистые минеральные воды показаны при лечении кожных заболеваний, травматических повреждений и некоторых заболеваний желудочно-кишечного тракта (Иванов, Невраев, 1964). Белорусские кремнистые минеральные воды практически не изучены и не используются, что следует учитывать при планировании гидрогеологических и медико-бальнеологических исследований по проблеме «Минеральные воды».

Ультрагипотонические минеральные воды

Уникальные по своему составу и чрезвычайно низкой минерализации подземные воды обнаружены на территории Полесья, в Лельчицком районе Гомельской области. Здесь, в разрезе четвертичных и неоген-палеогеновых отложений на глубинах от 11–16 до 65 м вскрыты подземные воды с минерализацией 14,64–41,12 мг/дм^3, общий геохимический облик которых можно представить в виде следующих формул Курлова:

- д. Средние Печи, скважина 5 (11,65–16,20 м):

$$M_{0,015}\frac{HCO_3 55Cl 45}{Ca33Mg28Na28}\text{pH } 6{,}07;$$

- д. Дубровка, скважина на МФТ (55,0–62,5 м):

$$M_{0,027}\frac{HCO_3 74Cl17SO_4 6}{Ca67Na19Mg8K5}\text{pH } 6{,}17;$$

- д. Чияне, скважина 18-э на ферме (65 м):

$$M_{0,041}\frac{HCO_3 84Cl16}{Mg62Na30K8}\text{pH } 7{,}3.$$

Регулярное потребление подобных чрезвычайно низко минерализованных подземных вод в качестве питьевых может послужить причиной серьезных нарушений водно-солевого баланса организма человека и, как следствие, возникновения элементодефицитных заболеваний щитовидной железы (зоб), крови (железодефицитные анемии) и многих других. Вместе с

тем медико-бальнеологическое использование ультрагипотонических минеральных вод может составить самостоятельное направление в белорусской бальнеологии и санаторно-курортном обслуживании населения. Все эти обстоятельства следует учитывать при планировании дальнейших гидрогеологических исследований по программе «Минеральные воды», важнейшие задачи которых состоят в геологоразведочных работах по оконтуриванию подземных вод этого типа, в детальном изучении их геохимии, происхождения и перспектив использования.

Фторсодержащие воды

По содержанию фтора в водах территория Беларуси относится к фтордефицитной провинции. В отличие от большинства других компонентов состава подземных и поверхностных вод для фтора применяется понятие оптимальной концентрации, что усложняет возможность питьевого использования фторсодержащих вод. В соответствии с существующим стандартом оптимальная концентрация фтора в питьевой пресной или минеральной воде должна быть более 0,7 мг/дм^3 и менее 1,5 мг/дм^3.

Фторсодержащие минеральные воды входят в состав хлоридной, сульфатной и хлоридно-сульфатной бальнеологических групп.

Хлоридная и сульфатно-хлоридная группы имеют минерализацию в пределах от 1,9–2,6 до 12,2–21,0 г/дм^3, содержат фтор в количестве от 0,19 до 2,8 мг/дм^3. Фторсодержащие воды этих групп встречаются практически повсеместно на территории республики. Приурочены они к различным глубинам (175–1280 м) и литолого-стратиграфическим комплексам.

Сульфатные и хлоридно-сульфатные воды небольшой минерализации (1,8–5,2 г/дм^3) отличаются от вышеописанных групп более высоким средним содержанием фтора (0,43–3,0 мг/дм^3), выявлены в Витебской, Могилевской и на севере Минской области.

Селенсодержащие воды

В последние годы особое внимание стало уделяться проблеме минеральных вод, содержащих селен. Еще 5–10 лет тому назад бальнеотерапевтическое значение селена было неопре-

деленным. Более того, некоторые нормативные документы квалифицируют присутствие этого элемента как высокоопасное токсическое. Устанавливались лимитирующий признак его вредности (санитарно-токсикологический), класс опасности (II) и предельно-допустимая концентрация в воде объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования (не более 0,01 мг/дм^3).

Для минеральных питьевых вод стандарт бывшего СССР (ГОСТ 13273–88) и соответствующий документ Беларуси (СТБ 880-95) лимитируют содержание селена в них не более 0,05 мг/дм^3.

Селенсодержащие воды найдены на территории в основном Минской, реже Могилевской и Гомельской областей. Приурочены они преимущественно к сульфатной и сульфатно-хлоридной группам, интервал общего солесодержания последних колеблется в весьма широких пределах – от 3,3 до 52 г/дм^3.

14.3.2. Промышленные рассолы и термальные воды

Промышленные рассолы. В истории изучения промышленных рассолов Беларуси можно выделить ряд этапов, связанных с интенсивностью их исследования. Первые сведения о химическом составе подземных рассолов появились в 1958–1961 гг., когда в Припятском прогибе было открыто Ельское месторождение нефти. В рассолах определялись такие компоненты, как натрий, калий, хлор, бром, йод, стронций, аммоний и др. В 1958–1975 гг. ряд исследований был направлен на изучение условий формирования рассолов.

Особое развитие изучение рассолов приобрело с начала 1970-х гг., что было связано с их промышленным значением. С этой целью в рассолах стали определять содержание редких щелочных металлов, бора, цинка, марганца. Велись поиски приемлемых химических технологий извлечения из рассолов промышленных компонентов.

Начиная с конца 1980-х гг. интенсивность геохимических исследований подземных рассолов начала снижаться, но с конца 1996 г. снова повысилась. Вновь возникший интерес был связан с возможностью промышленного использования рассолов. В рассолах обнаружили в различных количествах такие ценные микроэлементы, как серебро, алюминий, барий, берил-

лий, висмут, кобальт, хром, германий, молибден, ванадий, цинк, циркон и др.

В разные годы вопросы формирования рассолов, изучения их компонентного состава и перспективы промышленного извлечения рассматривались в работах А.П. Лаврова, А.В. Кудельского, В.М. Шимановича, Г.Л. Фурсикова, Л.И. Шаповал, М.Г. Ясовеева и др.

Систематическое изучение геотемпературных условий началось после 1959 г. В обобщающей работе А.П. Лаврова по температурным условиям Беларуси были выделены гелиотермическая, нейтральная и геотермическая температурные зоны подземной гидросферы Полесья. Позже Г.В. Богомоловым и другими на территории Припятского прогиба была выявлена закономерность нарастания температур с юго-запада на северо-восток. Для северной части региона составлена геотермическая карта.

Геотермические исследования заметно активизировались в связи с открытием Речицкого нефтяного месторождения. В 1965 г. организовывается сектор геотермии глубинных зон в лаборатории геохимических проблем АН БССР. Под руководством Г.В. Богомолова здесь составлена первая геотермическая карта территории республики по поверхности фундамента и установлена взаимосвязь теплового поля с положением кристаллического фундамента: наиболее низкие температуры ассоциируются с зонами неглубокого залегания кристаллических пород.

В 1966–1967 гг. проводятся обобщения результатов данных гидрогеологии, включая геотермию. Крупной обобщающей работой авторского коллектива БелНИГРИ в 1975 г. явилась книга «Гидрогеология глубинных зон артезианских бассейнов Белоруссии». В ней наряду с гидрогеологической характеристикой артезианских бассейнов дана характеристика их геотермических условий. Построена геотермическая карта, на которой отмечено закономерное нарастание температуры с юго-запада на северо-восток.

Одновременно в АН БССР изучались геотермические условия Припятского прогиба, получена характеристика распределения геотермических параметров по комплексам, составлены карты срезов по глубинам 2000 и 3000 м, рассчитаны величины теплового потока и указано на их максимум в районе Шатилковской депрессии. Раскрыта связь теплового поля Припятского прогиба с тектоникой и нефтяными месторождениями.

Дальнейшие и современные исследования БелНИГРИ, Гомельского государственного университета, Академии наук Беларуси, треста «Белнефтегазразведка», объединения «Беларусгеология» были направлены на получение более точных результатов и выявление геотермических особенностей отдельных структур.

Промышленные рассолы на территории Беларуси приурочены к отложениям палеозоя юго-восточной части Беларуси (Припятский ГГБ). Их особенностью является содержание промышленного количества хлористого натрия, калия, брома, йода и других химических элементов, повышенная минерализация (300–350 г/дм^3), залегание на больших глубинах (от первых сотен до нескольких тысяч метров). Величины концентрации рассолов, их состав и содержание различных микроэлементов обусловлены в основном широким развитием в отложениях палеозоя (девонский период) мощных толщ каменной соли.

Выделяют следующие комплексы промышленных рассолов: подсолевой рассоловмещающий комплекс (подразделяется на два подкомплекса – терригенный и карбонатный), межсолевой, верхнесолевой и надсолевой рассолоносные комплексы.

Подсолевой терригенный рассолоносный подкомплекс объединяет рассолоносные горизонты в верхнепротерозойских и девонских подсолевых терригенных отложениях. В целом минерализация рассолов подкомплекса достигает 445 г/дм^3 при плотности 1,3 г/см^3. Состав рассолов хлоридный натриевый и кальциевый. Среднее содержание йода составляет 1,1–13,1, брома – 171–3829 мг/дм^3. Площадь месторождения – около 16 500 км^2, а прогнозные запасы оцениваются в 25,8 тыс. м^3/сут.

В *подсолевом карбонатном подкомплексе* минерализация рассолов в среднем составляет 1,2–361,5 г/дм^3 при плотности до 1,3 г/см^3. Состав их хлоридный натриево-кальциевый и кальциево-натриевый. Среднее содержание йода – 0,7–20,6 мг/дм^3, брома – 72,24–3539,66 мг/дм^3.

Рассолы *межсолевого комплекса* имеют хлоридный, с переменными количествами натрия и кальция состав с минерализацией, достигающей 393 г/дм^3, и плотностью 1,27 г/см^3. Максимальное содержание в них йода до 108 мг/дм^3, брома – около 6000 мг/дм^3. Его общая площадь составляет около 15 400 км^2, а суммарные эксплуатационные запасы оцениваются в 9,13 тыс. м^3/сут.

Верхнесолевой комплекс содержит рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава с минерализацией 392 г/дм^3 и содержанием йода до 30 мг/дм^3, брома – до 4000 мг/дм^3.

В *надсолевом рассолоносном комплексе* наиболее продуктивным с точки зрения компонентного состава рассолов является полесский горизонт верхнего отдела девона. Минерализация рассолов и вод горизонта изменяется от 7 до 327 г/дм^3, а на северо-западе Припятского ГГБ, где воды пресные, минерализация составляет 0,3–0,6 г/дм^3. Содержание йода, брома и аммония в них составляет 17, 1904, 607 мг/дм^3 соответственно.

В районе г. Мозырь кроме брома и йода воды содержат стронций в количестве до 30 мг/дм^3, а в районе г. Ельск особенностью вод внутрисолевых отложений девона является значительное содержание сероводорода (до 372,3 мг/дм^3), аммония (до 5216 мг/дм^3), углеводородов (9,8%) и редких газов (7,6%).

Содержание и распределение некоторых промышленно ценных элементов в химическом составе рассолов выглядит следующим образом.

Хлор преобладает в составе анионов (до 98–98,5%). Пространственное распределение его концентраций аналогично минерализации рассолов. В межсолевых рассолах его содержание составляет 69 580–246 732 мг/дм^3, в подсолевых – 158 054–290 772 мг/дм^3.

Содержание натрия и калия в рассолах межсолевого и подсолевого комплексов в среднем составляет 59342,7–2037,39 мг/дм^3 (Na^+) и 6637,29–657,54 мг/дм^3 (K^+).

Средние концентрации кальция в рассолах межсолевых отложений составляют 1112,24–52507,01 мг/дм^3, в подсолевых – 1345,81–71 920 мг/дм^3.

Магний в межсолевых рассолах содержится в количестве 948–17 016 мг/дм^3, в подсолевых – от 1021 до 23 324 мг/дм^3.

Среднее содержание брома в рассолах с минерализацией до 310 г/дм^3 составляет 54,79–1197,5 мг/дм^3, в рассолах с минерализацией более 310 мг/дм^3 – 56,32–3307,5 мг/дм^3. Содержание брома в рассолах Припятского ГГБ связано с их минерализацией, т.е. его концентрации увеличиваются с ростом минерализации.

Йод в рассолах содержится в количествах от следов до 108 мг/дм^3, а в отдельных случаях до 170–223,7 мг/дм^3. Содержание йода в рассолах зависит от минерализации, литологии осадочных пород, наличия или отсутствия в них залежей нефти. Поскольку йод – это биогенный элемент, он тесно связан с

содержанием рассеянного органического вещества в породах. Поэтому его концентрации в рассолах межсолевого комплекса значительно выше, чем в подсолевом карбонатном и терригенном комплексах. Его концентрации также повышаются с увеличением температуры.

Среднее содержание аммония в рассолах межсолевого комплекса составляет 19,22–623,7 мг/дм^3, подсолевого – 12,5–341,32 мг/дм^3. Уникальные по содержанию аммония рассолы (22778,9 мг/дм^3) известны в районе Ельской площади. Максимальные его концентрации тяготеют к рассолам нефтяных месторождений межсолевого и подсолевого комплексов.

Концентрации стронция в рассолах межсолевого комплекса изменяются от 31,29 до 3229 мг/дм^3, в подсолевых рассолах – от 70,1 до 6202,6 мг/дм^3.

Кроме перечисленных в рассолах Припятского прогиба обнаружены и другие элементы: Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Pb.

Белорусские промышленные рассолы могут быть с успехом использованы во многих областях экономики страны.

Горнохимическое сырье. Поликомпонентный состав рассолов, высокие концентрации в них элементов и соединений позволяют считать их ценным горнохимическим сырьем для извлечения в промышленных масштабах магния, кальция, лития, хлорида натрия, борной кислоты, бромистого натрия, кристаллического йода и рубидия, аммонийных продуктов, углекислого газа, некоторых редких и рассеянных металлов. Экономическая целесообразность использования промышленных вод подтверждается многолетней практикой получения из них ценных элементов в развитых странах (США, Япония, Германия, Италия и др.). К сожалению, до настоящего времени отсутствуют промышленные технологии переработки рассолов Припятского прогиба, а предлагаемые опытные и лабораторные методики отличаются энергоемкостью и высокой ценой использования.

Медицина и бальнеология. Лечебный эффект применения рассолов связан с их особым природным составом, который оказывает противовоспалительное, рассасывающее и противоболевое действие. Они применяются при заболеваниях опорно-двигательного аппарата (артриты, артрозы, остеохондрозы позвоночника и др.), периферической нервной системы (люмбаго, невриты и др.), хирургических заболеваниях (последствиях травм, растяжений и разрывов связок и др.).

Сельскохозяйственное производство. Исследования показали достаточную эффективность применения рассолов в качестве природно-сбалансированного по макро- и микроэлементам комплексного жидкого минерального удобрения. Возможно использование рассолов в качестве микроудобрения, препарата для инкрустации семян, средства защиты растений от болезней. Можно предполагать также положительное влияние рассолов в животноводстве, например в качестве микродобавок, для компенсации дефицита микроэлементов в кормовом рационе.

Строительство и технология. Природные рассолы могут служить компонентом получения низкотемпературного клинкера, применяются они для пропитки древесины с целью придания ей огнестойкости и способности противостоять гнилостным процессам. Перспективно их применение для изготовления строительных материалов и конструкций из отходов деревообработки.

В технике возможно применение рассолов в качестве присадки к топливу и смазочным жидкостям, при закалке деталей атомных реакторов, очистке стали от окалины, при химико-термической обработке стальных изделий и т.д.

Термальные воды. Термальные воды на территории Беларуси связаны с глубинными зонами геологических структур. Выделены низкопотенциальные (Брестский и Оршанский ГГБ), средне- и высокопотенциальные (Припятский ГГБ) термальные воды.

Воды с температурой 42 °С обнаруживаются на крайнем западе Брестского ГГБ на глубинах 1600–1700 м. Они связаны с верхнерифейским-вендским комплексом. Минерализация данных вод колеблется в пределах 1–12 г/дм^3, а по составу они изменяются от гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых в сторону Подлясского погружения.

В пределах Оршанского ГГБ термальные воды с температурой 20–30 °С распространены в водоносном комплексе пород фундамента и коры выветривания на глубине 1000–1800 м и более, а также в рифейско-вендском водоносном комплексе на глубине 433–680 м. Воды характеризуются хлоридным кальциевым составом с минерализацией 120–150 г/дм^3.

В пределах наиболее погруженной части Припятского ГГБ обнаружены термальные рассолы хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого состава: с высоким содержанием сероводорода; с повышенным содержанием брома.

Наибольшие температуры в Припятском ГГБ составляют 100,5–102,2 ºС на глубинах более 4000 м.

Термальные рассолы хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого состава с высоким содержанием сероводорода приурочены к соленосным отложениям верхнего девона или к подстилающим их осадкам среднего девона и нижнего кембрия. Залегая на больших глубинах в условиях почти полной гидрогеологической закрытости, эти рассолы достигают предельного насыщения (минерализация 320–397 г/дм^3) и характеризуются повышенной температурой (до 50–80 °С), закономерно возрастающей с глубиной. Рассолы такого типа были вскрыты в г. Брагин, Речица, Мозырском и Ельском районах.

Термальные воды хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого состава с повышенным содержанием брома вскрыты в тех же районах и обладают теми же характеристиками. Особенностью их является повышенное содержание брома. В районе д. Слободка минерализация рассолов хлоридного натриевого состава на глубине 2600–2800 м составляет 320 г/дм^3, а содержание брома достигает 407 мг/дм^3. Температура рассолов составляет 41,1 °С. В районе г. Ельск на глубине от 1458 (д. Стреличево) до 3414 м (д. Первомайское, Речицкий район) содержание брома варьирует от 314 до 1460 мг/дм^3. В районе д. Кустовница (глубина 2500 м и более) при общей минерализации хлоридных кальциевых рассолов от 397 до 438 г/дм^3 содержится 3750 мг/дм^3 брома. В районе д. Анисимовка в хлоридных кальциевых рассолах с минерализацией 376 г/дм^3 количество брома достигает 4161–4336 мг/дм^3.

В силу особенностей физических свойств рассолов технологические приемы их добычи и переработки вызывают определенные трудности.

Одним из ограничений, препятствующих эффективной разработке промышленных рассолов, является их высокая минерализация, составляющая сотни грамм на кубический дециметр. При такой минерализации рассолов их эксплуатация становится практически невозможной из-за интенсивного выпадения солей в колоннах скважин и водоподъемных трубах глубинных насосов. Представляется, что оптимальной для добычи йод- и бромсодержащих рассолов можно считать минерализацию в интервале 300–350 г/дм^3. Кроме того, затрудняющим эксплуатацию фактором является повышенное содержание в рассолах аммония, нафтеновых кислот и нефтяных эмульсий.

Важный этап, от которого может зависеть ввод той или иной структуры в эксплуатацию, – выбор объектов, связанных с оптимизацией процессов эксплуатации и химической технологии переработки рассолов, сброса стоков йодобромного производства. Например, в условиях Припятского Полесья утилизация промышленных стоков может быть эффективной только в случае их захоронения в отложениях древнее юрского возраста.

Вопросы для самоконтроля

1. Какие принципы положены в основу гидрогеологического районирования территории Беларуси?
2. Какие выделяют основные структурные единицы гидрогеологического районирования?
3. Что представляют собой основные водоносные горизонты и комплексы (дайте их характеристику)?
4. Какие гидродинамические (гидрогеохимические) зоны выделяются в осадочном чехле территории Беларуси?
5. Какие основные группы минеральных лечебных вод распространены на территории Беларуси?
6. Каковы условия формирования и распространения йодобромных промышленных вод на территории Беларуси?
7. Как используются промышленные рассолы?
8. В чем состоят особенности формирования и распространения термальных вод?

ЧАСТЬ 3

ЭКОЛОГИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

В настоящее время идет активная экологизация многих наук, в том числе и гидрогеологии. Гидрогеологическая наука всегда в той или иной мере изучала и оценивала воздействие инженерных и других технических объектов на подземные воды. Важной составной частью гидрогеологии, значение которой в последнее время стремительно возрастает, является охрана и защита подземных вод от истощения и загрязнения. Актуальность этой проблемы, ее научное и практическое значение обусловлены тем, что подземные воды, с одной стороны, являются важнейшим *компонентом природных ресурсов* планеты, использование которого растет чрезвычайно быстрыми темпами, а с другой – *компонентом природной среды*, антропогенные изменения которого (истощение, загрязнение) оказывают определенное (часто негативное) воздействие на ряд других компонентов природной среды, таких как поверхностные воды, почва, верхняя часть разреза горных пород и через них – на растительность, животный мир и человека (Белоусова и др., 2006).

Наличие таких связей определяет необходимость рассматривать подземные воды в качестве одного из важнейших элементов природных экосистем, антропогенные нарушения которого могут иметь далеко идущие последствия.

15. Охрана подземных вод

15.1. Охрана запасов подземных вод от истощения

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 минеральных ресурсов неизбежно являются конечными, и речь может идти только об их экономии и рациональном использовании. Термин «охрана от истощения» используется только применительно к *в*озобновляемым природным ресурсам, в качестве которых в экономическом и экологическом аспектах обычно рассматриваются природные ресурсы растительного и животного мира планеты. Как мы видели раньше, запасы подземных вод также обладают этим уникальным свойством – возобновляемостью. 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 невосполнимая 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). С истощением может быть связано осушение грунтового водоносного горизонта и, относительно реже, верхних горизонтов напорных подземных вод. Это в определенных случаях приводит к сокращению поверхностного (речного) стока, изменению водного режима и баланса природных ландшафтов и, как следствие, к изменению водного режима почвенного слоя, гибели или угнетению растительности и т.д.

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 (шахтный или карьерный водоотлив); 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.

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 негативным последствиям (см. далее), но, 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. Однако в реальных условиях опасность истощения запасов подземных вод при их интенсивной эксплуатации все-таки существует. Она 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 России, США, Японии, ФРГ, Мексике и других странах в результате интенсивной эксплуатации запасов пресных вод в районах крупных городов (Москвы, С.-Петербурга и др.) сформированы обширные области понижений уровней (депрессионные воронки), площади которых составляют десятки тысяч квадратных километров. Величины понижения 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.

На территории Беларуси основными причинами истощения и недостатка водных ресурсов являются:

- интенсивная эксплуатация водных ресурсов (чрезмерный водоотбор);
- разработка месторождений полезных ископаемых;
- потери воды при транспортировке;
- мелиоративные мероприятия.

Наиболее распространенными последствиями истощения ресурсов подземных вод являются осушение колодцев, прекращение работы скважин, исчезновение родников, а при наличии гидравлической связи подземных вод эксплуатируемого горизонта с поверхностными водами изменение гидродинамических характеристик последних.

Интенсивная эксплуатация водных ресурсов, в частности подземных вод, связана с воздействием сосредоточенного водоотбора, особенность которого заключается в мощном локальном возмущении водоносного горизонта. Это возмущение, непрерывно развиваясь в пространстве, постепенно вовлекает в свою сферу выше- и нижележащие водоносные горизонты, поверхностные водоемы и водотоки. В результате длительного водоотбора формируются глубокие депрессионные воронки, представляющие собой трехмерный перевернутый конус вокруг скважины, характеризующий объем воды, извлеченной в результате водоотбора, в эксплуатируемом и смежных с ним водоносных горизонтах. Происходит сокращение или полное прекращение подземного стока и фильтрации поверхностных вод.

В случае эксплуатации неглубоко залегающих водоносных горизонтов (например, водозаборы г. Минск, Борисов, Калинковичи и др.) решающим фактором формирования режима подземных вод является перетекание. Радиус влияния этих водозаборов обычно распространяется на 2–6 км.

При эксплуатации глубоко залегающих пластов характерен неустановившийся режим фильтрации. Так, на водозаборах г. Молодечно, Минск, Гродно и других радиус депрессии пьезометрической поверхности горизонта составил 10–15 км.

В крупных промышленных районах депрессионные воронки отдельных водозаборов могут сливаться, образуя обширные понижения уровней подземных вод. Например, в районе г. Минск в водоносном поозерском комплексе депрессионные воронки водозаборов слились в единую региональную депрессию, размеры которой в субширотном направлении составили 40 км, в субмеридианальном – 30 км, а общая площадь оценивается в 750 км^2. В водоносном днепровском-сожском водноледниковом комплексе также сформировалась единая депрессионная воронка, размеры которой с востока на запад составили 2 км, а с севера на юг – 42 км.

Аналогичное влияние на гидрогеологическую обстановку оказывает сосредоточенный водоотбор, сопровождающий ***открытую разработку месторождений полезных ископаемых***.

Водоотливы из карьеров создают общее снижение уровней взаимосвязанных водоносных горизонтов, образующих в районе карьеров депрессионные воронки с радиусами, исчисляемыми километрами. В результате иссякают источники, колодцы и скважины, пересыхают пруды и заболоченные участки. В настоящее время на территории республики крупные карьеры действуют в Витебской области (месторождение «Руба»), где разрабатываются доломиты, и Брестской области (месторождение «Микашевичи»), где добываются граниты. Так, снижение уровней подземных вод от карьера «Гралево», имеющего водоотбор порядка 370 тыс. $м^3$/сут, отмечено на расстоянии более 10–12 км, а общая воронка депрессии от работы трех карьеров месторождения «Руба» и трех водозаборов имеет радиус около 25 км. За 7 лет разработки карьера строительного камня «Микашевичи» радиус влияния составил 1,3–1,5 км.

Серьезное влияние сосредоточенный водоотбор оказывает на инженерно-геологические условия. Снижение уровней подземных вод, уменьшение пластового давления в результате интенсивного отбора воды вызывают просадки поверхности Земли. Особенно заметно это проявилось в районе г. Минск, на который приходится максимальный в республике водоотбор, где на водозаборе «Новинки» снижение поверхности Земли составило 0,5–0,6 м.

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 формулировка «эксплуатационные запасы» предусматривает сохранение требуемого качества воды на весь расчетный срок эксплуатации водозабора. 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. 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 повышенное количество тех или иных нормируемых химических компонентов, а также с привлечением минерализованных поверхностных вод к водозаборам, расположенным на морских побережьях и берегах соленых озер.

Показательным примером в этом отношении является практика интенсивного использования для хозяйственно-питьевых и промышленных целей подземных вод в г. Полоцк. В естественных условиях воды эксплуатируемого здесь межморенного днепровского-сожского водоносного горизонта характеризуются преимущественно хлоридно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом с минерализацией до 0,5–0,6 г/дм^3. Однако при эксплуатации произошло ухудшение качества воды данного водоносного горизонта за счет подтягивания минерализованных вод среднего девона. В результате этого минерализация вод увеличилась до 1 г/дм^3, общая жесткость – с 6,42–7,14 до 12,5 мг-экв/дм^3; возросло содержание хлора с 13–100 до 426 мг/дм^3, сульфатов – с 10–15 до 70 мг/дм^3, а также других макрокомпонентов, что повлекло за собой изменение состава вод на гидрокарбонатно-хлоридный магниево-кальциево-натриевый. Вследствие такого засоления в 1949 г. была прекращена эксплуатация водозабора. Подобные изменения, связанные с подтоком минеральных вод, наблюдаются и на некоторых других водозаборах, например в г. Солигорск, Барановичи. На некоторых скважинах водозабора «Белевичи» (г. Солигорск) подземные воды, находящиеся на участке тектонического разлома, имеют высокие содержания Cl^- (до 400–500 мг/дм^3), повышенную жесткость (до 8–10 ммоль/дм^3) и сухой остаток (до 1,5–1,8 г/дм^3).

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 ми-

нимально допустимых значений, принятых при утверждении эксплуатационных запасов.

Во всех перечисленных случаях изменение качества подземных вод правильнее рассматривать 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 сохранения необходимого качества воды на весь расчетный срок эксплуатации (Минкин, 1972).

Одной из причин дефицита пресной воды является ***потеря*** ее ***при транспортировке***. При этом на крупные города приходится до 66% (77 млн м^3) утечек воды при транспортировке от общего объема потерь воды в республике. Также наибольшее количество воды теряется в сфере жилищно-коммунального хозяйства крупных городов. За период с 2005 по 2008 г. потери воды постоянно возрастали, и если в 2005 г. они составили 101 млн м^3, то в 2008 г. – 131 млн м^3 от общего водоотбора. Однако с учетом введенного с 2009 г. раздельного представления в отчетности об использовании воды данных потерь при транспортировке и неучтенных расходов воды из систем коммунального водоснабжения объем потерь воды при транспортировке в целом по республике уменьшился на 46,9 млн м^3 и составил 83,9 млн м^3. Объем неучтенных расходов воды из систем коммунального водоснабжения составил 55,9 млн м^3 (Государственный водный кадастр, 2010).

По силе воздействия ***мелиоративных работ*** на истощение ресурсов подземных вод выделяют локальные и региональные изменения.

Локальные изменения отмечаются на интенсивно осушаемых землях и в полосе, непосредственно прилегающей к болоту. Это выражается в снижении уровней грунтовых вод и в перераспределении элементов их баланса как на объектах осушения, так и на сопредельных с ними землях, в усадке торфа и др. Региональные изменения выражаются в снижении уровней поверхностных и грунтовых вод на значительной территории, сопровождающемся не только перераспределением баланса грунтовых вод, но и изменением соотношения уровней грунтовых и напорных вод. Степень изменения режима напорных вод зависит от характера гидравлической связи их с водами осушаемого массива, которая, в свою очередь, определяется разностью отметок уровней грунтовых и напорных вод и проницаемостью разделяющего водоупора. В случае тесной гидравли-

ческой связи грунтовых и напорных вод скорость распространения уровней депрессии на прилегающие территории уменьшается. Однако многолетний дренаж напорного водоносного горизонта крупными мелиоративными системами может вызывать региональное снижение пьезометрической поверхности.

Таким образом, существует ряд общих закономерностей, обусловливающих изменение режима грунтовых вод под влиянием мелиораций с определенными типами территорий.

К первому типу территорий относятся конечно-моренные возвышенности, моренные и озерно-ледниковые равнины. Главным отличием этого типа является преобладающее развитие среди поверхностных отложений слабопроницаемых глинистых разностей. Это значительно затрудняет, а часто практически исключает связь подземных вод с болотными массивами. В таких условиях осушение болот не вызывает изменений в режиме подземных вод.

Второй тип территории включает области распространения водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин. Болотные массивы данного типа территорий грунтово-атмосферного питания залегают на обводненной толще песков мощностью 5–20 м, подстилаемой достаточно выдержанным водоупором – поозерской, сожской и днепровской мореной. При осушении болот происходит снижение уровней только грунтовых вод. Скорость и величина снижения уровня зависят от водопроводимости горизонта.

К третьему типу относятся древнеаллювиальные равнины, которым присуща изменчивость и разнообразие характера взаимосвязи грунтовых и напорных вод в питании болот. Соответственно этому меняется и результат воздействия осушения на режим подземных вод. Величина изменения режима каждого водоносного горизонта зависит от степени гидравлической связи с водами осушаемого массива.

Отличительной особенностью четвертого типа (главным образом это территория Белорусского Полесья) является отсутствие выдержанных водоупоров, в связи с чем водоносные горизонты различного возраста образуют единый водоносный комплекс. Осушение болот приводит к снижению уровней подземных вод на значительных расстояниях от массива (до 6–7 км). Так, по результатам исследований мелиорированных территорий Полесья были выявлены изменения в уровенном режиме грунтовых вод, глубины залегания которых увеличились с 1 до 2–3 м. При этом они первоначально носили локальный, но со

временем приобрели региональный характер. Подобные изменения отмечены на объекте «Верховье р. Щара», где осушение повлияло на уровень болотных вод неосушенных территорий, при этом зона влияния составила 1–2 и более километров.

Исследования послемелиоративных изменений уровенного режима подземных вод на осушенных землях и прилегающих к ним территориях, проводимые по ряду мелиоративных объектов, также выявили существенные отклонения некоторых параметров уровенного режима подземных вод от формирующихся в естественных условиях. Например, в пределах мелиоративной системы «Замошье» до осушения максимальные уровни болотных вод фиксировались практически на поверхности Земли, минимальные – на 0,12–0,25 м ниже, а после мелиорации их положение составило соответственно 0,63–0,77 и 1,15–1,27 м ниже поверхности Земли.

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;
- использование специальных инженерных мероприятий по созданию источников дополнительного искусственного восполнения запасов подземных вод (искусственные ресурсы).

15.2. Виды и источники загрязнения подземных вод

Под **загрязнением подземных вод** понимаются вызванные техногенной деятельностью изменения качества воды (физических, химических, биологических свойств) по сравнению с естественным состоянием и нормами качества воды по видам водопользования, которые делают эту воду частично или полностью непригодной для использования по целевому назначению.

Важно установить, какими показателями будет определяться степень загрязнения подземных вод. Существуют две, в некотором роде предельные, оценки загрязнения подземных вод:

● нижний предел определяется по фоновым концентрациям химических ингредиентов, содержащихся в подземных водах и характеризующих их природный химический состав;

● верхний предел определяется по значениям предельных допустимых концентраций (ПДК) химических элементов, содержащихся в подземных водах.

Значения ПДК для всех нормируемых веществ приведены в СанПин 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества». Количество нормируемых веществ в данном документе порядка 1500, включая химические элементы природного (макрокомпоненты, тяжелые металлы и др.) и искусственного (СПАВ, пестициды, нефтепродукты и др.) происхождения.

Качество воды по ГОСТу – характеристика состава и свойств воды, определяющая пригодность ее для конкретных видов водопользования и водопотребления. В данной формулировке качество воды – это сугубо потребительская категория, которая контролируется совокупностью химического и бактериологического состава и органолептическими показателями.

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.). Источником интенсивного загрязнения, в том числе и глубоко залега-

ющих подземных вод, является 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 неиспользующиеся, 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 недостаточно надежной изоляции от вышележащих водоносных горизонтов.

В общем виде источники загрязнения подземных вод классифицируются по происхождению и виду загрязняющих веществ, по условиям поступления загрязнений в водоносный горизонт, по масштабу загрязнения.

По происхождению выделяют природные и техногенные источники загрязнения подземных вод при преобладающей роли последних, особенно при формировании областей интенсивного загрязнения. При этом загрязняющие вещества могут быть связаны с промышленными и хозяйственно-бытовыми сточными водами и отходами, с сельскохозяйственными удобрениями, ядохимикатами, стоками и отходами птицеферм и животноводческих комплексов, с природными некондиционными водами (например, подземными водами, содержащими повышенное количество хлоридов, сульфатов и т.д.).

К ***природным источникам загрязнения*** подземных вод могут быть отнесены естественно некондиционные подземные воды (водоносные горизонты, моря, океаны, соленые озера и реки), содержащие некоторые химические вещества в количествах, не соответствующих нормам, предъявляемым к качеству питьевых вод.

Высокое содержание железа в водах является важнейшей проблемой, осложняющей работу многих групповых водозаборов и одиночных скважин. Более 70% артезианских скважин на территории Беларуси имеют воду с содержанием железа, превышающим уровень ПДК (0,3 мг/дм^3), а в зоне Полесья их доля достигает 90–95%. В целом территория Беларуси относится к геохимической провинции железосодержащих подземных вод.

Максимальные концентрации железа отмечаются в грунтовых водах болотных отложений (до 20–40 мг/дм^3), а также

в грунтовых водах отложений, подстилающих торфяники (до 15–26 мг/дм^3). Накоплению железа в этих водах (в основном в закисной форме – Fe^{2+}) способствует практически бескислородная слабовосстановительная геохимическая среда, характерная для болот, в которой отсутствуют осадители железа (CO_3^{2-}, PO_3^{2-}, H_2S). Близкие геохимические условия характерны и для напорных водоносных комплексов. Содержание железа в их водах иногда достигает 10–15 мг/дм^3 и более. На некоторых водозаборах отмечается тенденция роста содержания железа с течением времени (Гомель, Солигорск, Микашевичи).

Источники техногенного происхождения можно объединить в несколько групп: промышленные источники загрязнения – предприятия отраслей промышленности, деятельность которых не связана с недрами Земли; промышленные источники загрязнения, деятельность которых связана с добычей полезных ископаемых; источники загрязнения в областях сельскохозяйственной деятельности; источники загрязнения от деятельности энергетического комплекса; источники загрязнения от деятельности транспорта и коммунально-бытовые источники загрязнения.

По масштабу выделяют локальное (точечное) и региональное загрязнение подземных вод.

Локальное загрязнение подземных вод вызывается локальными, точечными (сосредоточенными) источниками загрязнения. Источники такого типа многообразны. Это могут быть отдельные сооружения, занимающие небольшую площадь на поверхности Земли: земляные емкости, содержащие сточные воды, шламо- и хвостохранилища, гидрозолоотвалы, пруды накопители, отстойники, испарители, поля фильтрации промстоков, могильники хранения радиоактивных отходов, отдельные скважины и факелы на нефтяных и газовых месторождениях, нефтезаправочные станции, свалки, животноводческие фермы, поглощающие скважины, карьеры и др. Загрязнение происходит за счет утечек загрязняющих веществ и попадания их через почву и зону аэрации в подземные воды. В случае, когда водоносные горизонты сложены проницаемыми породами с хорошими фильтрационными свойствами, загрязнение от точечного источника, характеризующегося большим объемом загрязняющих веществ (сточных вод, твердых отходов), может распространиться от источника загрязнения по водоносному

горизонту на большие расстояния. При этом масштаб загрязнения может приобрести региональный характер.

Региональное загрязнение подземных вод вызывается региональными, диффузными (рассредоточенными) источниками загрязнения, имеющими большую площадь распространения по поверхности Земли. Источниками регионального загрязнения являются урбанизированные территории с большой концентрацией городов, промышленных предприятий, крупные мегаполисы, территории интенсивного сельскохозяйственного производства, объекты мелиорации, объекты энергетики и транспорта, нефтяные и газовые месторождения, горнорудные предприятия и др. Загрязнение охватывает большие площади водоносных горизонтов. Наибольшему загрязнению подвержены грунтовые воды, через них загрязняются залегающие ниже водоносные горизонты. Загрязнение подземных вод, как правило, происходит за счет утечек сточных вод и растворения твердых отходов, а также за счет газодымовых выбросов.

Кроме того, выделяются ***линейные источники загрязнения подземных вод***: загрязненные реки, автомагистрали, нефтепроводы, коллекторы промышленной и коммунальной канализации. В зависимости от протяженности источников загрязнения определяется и масштаб их воздействия на подземные воды: локальный и региональный.

По виду выделяют химическое, бактериальное (микробное), тепловое и радиоактивное загрязнение подземных вод.

Химическое загрязнение подземных вод является наиболее распространенным и трудноустранимым. Оно проявляется наличием (появлением) в подземных водах минеральных и органических веществ, отсутствующих в естественных условиях, или увеличением концентрации ранее имевшихся компонентов химического состава до значений, резко превышающих их содержание 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. Наиболее распространенными являются нефтяное, хлоридное, нитратное и загрязнение тяжелыми металлами.

Различают два вида *нефтяного загрязнения*. К первому относится загрязнение, возникающее в результате просачивания

сырой нефти. Загрязнение второго вида наблюдается при поступлении в водоносные горизонты минерализованных пластовых и сточных вод, содержащих нефтяные углеводороды и отдельные продукты нефтехимического синтеза. Первый вид загрязнения обычно характерен для грунтовых вод, второй – для грунтовых и пластовых вод до глубины 300 м.

Главной особенностью нефтяного загрязнения первого вида является формирование техногенной геохимической аномалии в самой верхней части водоносного пласта, что главным образом обусловливается преобладающей плотностью сырых нефтей (0,97 г/см^3). В пределах аномалии выделяются три самостоятельные зоны. В первой зоне нефть находится в виде пленки, толщина которой зависит от ее плотности и количественного поступления из зоны аэрации. Во второй зоне наблюдается образование эмульсии воды в нефти и далее по потоку – нефти в воде. В формировании ореола нефтяного загрязнения подземных вод первого вида большое значение имеют сорбционные процессы.

При нефтяном загрязнении второго вида наблюдается формирование хлоридных натриевых (кальциевых) вод, содержащих растворенные нефтяные углеводороды и поверхностно-активные вещества (ПАВ). В зависимости от соотношения плотностей сточных и природных подземных вод, литолого-петрографического состава водоносных пород техногенные аномалии нефтяных углеводородов и ПАВ могут охватывать водоносный пласт на всю его мощность, развиваться в верхней или нижней его части.

На территории республики подобный вид загрязнения подземных вод имеет широкое распространение в пределах Припятского прогиба, что обусловлено нефтепоисковыми работами. Кроме того, здесь отмечается загрязнение ПАВ, высокоминерализованными рассолами, фенолами и другими химическими реагентами. Источниками их поступления в природные воды являются земляные амбары, скважины, резервуары-отстойники, трубопроводы. Глубина проникновения загрязняющих компонентов варьирует от нескольких метров до 10–15, иногда 30–50 м, а площадь ореола загрязнения изменяется от 0,1 до 4 га и более. При этом загрязнение прослеживается в течение более чем 15 лет.

Установлено, что в скважинах водообеспечения буровых площадок концентрация растворенных нефтяных продуктов

(НП) составляет 0,08–0,18 мг/дм^3. Кроме того, в подземных водах отмечено загрязнение ПАВ, которые обнаружены на глубине 30 м и на расстоянии 300 м от источника загрязнения и способны передвигаться с грунтовыми водами на расстояния до нескольких километров.

Хлоридное загрязнение вызывается промышленными отходами, природными некондиционными, рудничными и шахтными водами, высокоминерализованными водами глубоких водоносных горизонтов.

Источником химического загрязнения в Солигорском горнопромышленном районе служат твердые и жидкие галитовые отходы, которые образуются при производстве калийных удобрений и поступают на участки складирования – солеотвалы и шламохранилища, где накапливаются в твердом виде преимущественно легкорастворимые соли и хлоридные натриевые насыщенные рассолы с минерализацией до 350 г/дм^3, что создает благоприятные условия для миграции солей в породы и подземные воды. Уже произошло засоление подземных вод на площади около 15,0 км^2 и на 100–200 м в глубь геологического разреза, а максимальные концентрации азота аммонийного, соединений меди, никеля, фенолов, НП превышают ПДК в 2–30 раз.

В зоне хлоридного натриевого засоления минерализация рассолов достигает 80–160 г/дм^3. Имеет место тенденция расширения ореола загрязнения, скорость которого оценивается от нескольких до 50–85 м в год. По причине засоления подземных вод прекращена эксплуатация ряда водозаборных скважин.

Нитратное загрязнение в основном связано с сельскохозяйственной деятельностью, а также промышленными и коммунальными отходами.

В наибольших масштабах проявляется сельскохозяйственное загрязнение подземных, главным образом грунтовых, вод. Оно охватывает практически все пахотные земли, где применяются органические и минеральные удобрения, территории животноводческих ферм и комплексов, полей орошения животноводческими стоками. На таких участках в грунтовых водах наблюдается рост содержания ионов NO^{3-},Cl^-, SO_4^{2-}, K^+, Na^+, Ca^{2+} и других компонентов. В зоне депрессионных воронок действующих скважин это загрязнение может проникать в более глубокие напорные водоносные горизонты. Такие случаи установлены на водозаборах г. Минск, Орша, Витебск, Жодино, Борисов и др.

Определенное влияние на качество подземных вод оказывают полигоны промышленных и бытовых отходов. Особенно это проявляется в пределах заболоченных участков при высоком уровне грунтовых вод, когда их капиллярная кайма достигает толщи свалки и выщелачивает из нее растворимые вещества. В результате этого происходит загрязнение вод выше ПДК ионами Cl^-, Na^+, NH_4^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, возрастает минерализация (до 6–15 г/дм^3). Вода у полигонов твердых бытовых отходов имеет резко выраженный хлоридный натриевый состав, а у полигонов твердых промышленных отходов – смешанный с преобладанием хлоридов, сульфатов, натрия, магния, аммонийного азота. Состав грунтовых вод глубокого залегания подвержен таким же изменениям, особенно при наличии инфильтрационного типа водного режима, и характеризуется преобладанием ионов-загрязнителей макро- и микрокомпонентов (Cu, Zn, Ni, Cr, Pb, Co, Hg).

Мощным фактором, приводящим к глубокой трансформации геохимического облика грунтовых вод, являются осушительные мелиорации. На осушенных землях грунтовые воды приобретают сульфатный кальциевый состав, совершенно не характерный для пресных подземных вод Беларуси.

Осушение и последующее активное вовлечение земель в сельскохозяйственный оборот вызывают изменение состава и свойств болотных вод. Обычно почвенно-грунтовые воды неосушенных болотных массивов, представленных низинными и верховыми торфяниками, имеют низкую минерализацию (30 мг/дм^3 для верховых и 20–30 мг/дм^3 для низинных), слабую и кислую реакцию среды. Однако под влиянием осушения происходит увеличение минерализации, возрастает щелочность, повышается содержание кальция, магния, фосфатов, гидрокарбонатов. Минерализация болотных вод, содержание отдельных элементов подвержены сезонным изменениям, и на неосушенном болоте отмечается плавный ход возрастания минерализации от весны к осени. На осушенных же землях сезонная динамика носит скачкообразный характер.

Такие изменения выявлены на Полесской и Ивацевичской опытно-мелиоративных станциях, на объекте «Верховье р. Ясельда», где под влиянием мелиорации в болотных водах произошло увеличение минерализации в 1,3–4 раза, концентраций Ca^{2+}, K^+, SO_4^{2-}, Cl^-, HCO_3^- до 40 раз, а также в пределах мелиоративной системы «Замошье», где в послемелиоративный период в результате осушения произошло изменение гео-

химических процессов, формирующих состав подземных вод, которые привели к изменению геохимических условий миграции химических элементов с переменной валентностью (Fe, S, Mn и др.), газового состава вод, величин pH и Eh. Изменился и макрокомпонентный состав грунтовых вод, что выразилось в росте ионов SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg_2^+ и, как следствие, увеличении минерализации.

Исследования, проведенные в пойме р. Припять, показывают, что если в естественных условиях грунтовые воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с низкой минерализацией (82,32–424,57 мг/дм^3), то на участках проведения мелиоративных и сельскохозяйственных работ их состав изменяется, увеличивается минерализация в 1,5–2,0 раза за счет роста концентраций основных ионов и NO_3^-.

Обвалование и создание польдерных систем приводят к трансформации ландшафтно-геохимических условий поймы, изменяется структура почвенного покрова. Осушение и освоение земель меняют направленность почвообразующих процессов. Восстановительные процессы сменяются окислительными. Создание оптимальных условий водно-воздушного режима в пойме усиливает разложение органического вещества почв с образованием легкорастворимых минеральных веществ. Под влиянием почвенных микроорганизмов происходит разрушение органического вещества (гумуса и торфа) и его минерализация, конечным продуктом которой являются сульфаты, азотсодержащие и другие минеральные соединения. Последние легко растворяются и нисходящим током вод переносятся в расположенные ниже горизонты, а затем в почвенно-грунтовые воды, состав которых значительно отличается от вод, сформировавшихся на целинных землях. Такие изменения отчетливо прослеживаются на участках с максимальным количеством внесенных удобрений в пределах мелиорированной поймы р. Припять, где произошла трансформация типа вод и наряду с гидрокарбонатными кальциевыми водами формируются воды со сложным сульфатно-хлоридным и сульфатно-нитратным кальциево-натриевым составом. Наблюдается увеличение их минерализации (324–1231 мг/дм^3) за счет роста концентраций Cl^- (до 176 мг/дм^3), SO_4^{2-} (до 236 мг/дм^3), Ca^{2+} (71,3–226,5 мг/дм^3), NO_3^- (626 мг/дм^3), которые часто становятся преобладающими. Также возрастает содержание NH^{4+}-иона до 1,4–2,6, иногда и до 11 мг/дм^3, а pH изменяется в пределах 6,0–6,9.

Очень высокие уровни загрязнения грунтовых вод формируются в пределах сельских населенных пунктов и в городах в районах частной застройки, где на сельскохозяйственное загрязнение накладывается коммунально-бытовое. Наибольшей интенсивностью на этих участках выделяется нитратное загрязнение. Если естественный геохимический фон NO_3^- в грунтовых водах Беларуси составляет в среднем 1,2 мг/дм^3, то в водах колодцев и неглубоких индивидуальных скважинах на подворьях его содержание часто возрастает до 300–560 мг/дм^3, достигая в отдельных случаях 1200–2492 мг/дм^3 (ПДК – 45 мг/дм^3). В настоящее время в 82% колодцев, которыми в Беларуси пользуется подавляющая часть сельского населения, вода с содержанием нитратов выше санитарных норм. Часто эти воды неблагоприятны и по другим химическим и микробиологическим показателям.

Нитраты в подземных водах достаточно устойчивы и способны мигрировать как по потоку подземных вод, так и в более глубокие водоносные горизонты, особенно в зонах депрессионных воронок действующих скважин. Высокие уровни нитратного загрязнения часто наблюдаются в артезианских скважинах на животноводческих фермах (до 100–220 мг/дм^3), а также на групповых водозаборах г. Минск, Орша, Борисов и других (до 60–87 мг/дм^3). На водозаборе «Новинки» (г. Минск) нитратное загрязнение прослежено до глубины 200 м.

Загрязнение тяжелыми металлами (Zn, Pb, Ni, Co, Cu и др.) связано с отходами различных производств, выбросами автотранспорта, с использованием ядохимикатов.

Под ***бактериальным (микробным) загрязнением*** подземных вод понимается увеличение содержания в них по сравнению с естественным состоянием патогенных (вызывающих инфекционные заболевания) и санитарно-показательных (бактерии группы кишечной палочки) микроорганизмов. Большинство болезнетворных (патогенных) бактерий, по имеющимся оценкам, в условиях водоносных пластов сохраняют свою жизнедеятельность относительно короткое время (максимально до 1000 сут), поэтому бактериальное загрязнение не распространяется на значительные расстояния и носит временный характер. Такой вид загрязнения связан с коммунально-бытовыми и сельскохозяйственными отходами и, как правило, наиболее интенсивно проявляется в первом от поверхности (грунтовом) водоносном горизонте. Очаги загрязнения чаще всего связаны с полями ассенизации и фильтрации, скотными дворами, вы-

гребными ямами, неисправностями канализационных сетей, участками сброса канализационных стоков в поверхностные воды или закачки их в поглощающие колодцы и скважины и т.д.

Тепловое* (*термальное*) *загрязнение подземных вод проявляется обычно в повышении температуры подземных вод в сравнении с ее значениями в естественных условиях и формируется в результате сброса на поверхность Земли перегретых промышленных (например, тепловых электростанций) и коммунальных сточных вод. 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 т.д.

Радиоактивное загрязнение подземных вод происходит вследствие поступления в атмосферу и на поверхность Земли радиоактивных элементов и зависит от скорости распада элемента, наличия почвенного слоя и покровных грунтов, задерживающих сорбирующиеся и короткоживущие элементы.

Авария на Чернобыльской АЭС оказала определенное воздействие на качество подземных вод. В подземные воды радионуклиды могут попадать в результате инфильтрации атмосферных осадков или речных вод. Таким перемещениям подвергаются в основном подвижные формы нуклидов. Наиболее высокая активность ^{137}Cs (средняя – 2,73, медиана – 0,87 Бк/дм^3) наблюдалась в зоне загрязнения поверхности с плотностью от 5 до 15 Ки/км^2, а ^{90}Sr (средняя – 0,184, медиана – 0,036 Бк/дм^3) – с плотностью загрязнения более 40 Ки/км^2. Отмечена и динамика изменения активности радионуклидов во времени – основной рост концентраций ^{137}Cs и ^{90}Sr приходился на 1990 и 1991 гг. Отмечается тесная связь между радиоактивным загрязнением почвогрунтов зоны аэрации и их содержанием в грунтовых водах. Со временем прогнозируется постепенная миграция радионуклидов по зоне аэрации к поверхности грунтовых вод. В грунтовых водах и на некоторых прирусловых инфильтрационных водозаборах (водозабор «Сож», г. Гомель) периодически отмечается тенденция к росту содержания в подземных водах ^{90}Sr, что может быть связано с их неглубоким залеганием и поступлением более подвижного

^{90}Sr через зону аэрации. В целом в подземных водах содержание ^{137}Cs, ^{90}Sr значительно ниже (^{90}Sr – 0,02–0,1 Бк/дм^3), чем в поверхностных, и практически никогда не превышает республиканских допустимых уровней (РДУ-99 для питьевой воды: ^{137}Cs – 10 Бк/дм^3, ^{90}Sr – 0,37 Бк/дм^3).

15.3. Понятие о защищенности подземных вод

Как было указано выше, подземные воды по сравнению с поверхностными в целом характеризуются значительно более высокой естественной защищенностью от различных видов загрязнения. Однако грунтовые воды, не имеющие водоупорной кровли, защищены в меньшей мере, чем глубокие подземные воды, и обычно принимают основную часть техногенных загрязнений с поверхности. Из грунтовых вод загрязнения могут проникать в глубоко залегающие водоносные горизонты в случае понижения в них напоров, наличия «гидрогеологических окон» (участков, где нарушается сплошность водоупорного пласта) в их кровле и др.

Под **защищенностью подземных вод** от загрязнения понимается перекрытость водоносного горизонта отложениями (прежде всего слабопроницаемыми), препятствующими проникновению в него загрязняющих веществ с поверхности Земли. Общая оценка степени защищенности подземных вод основывается на учете так называемых факторов защищенности, под которыми понимаются природные барьеры, затрудняющие попадание в подземные воды поллютантов. Факторы защищенности разделяют на природные, техногенные, физико-химические.

К основным *природным факторам* относятся наличие в разрезе пород слабопроницаемых отложений, глубина залегания подземных вод, мощность, литология и фильтрационные свойства пород, перекрывающих водоносный горизонт; поглощающие свойства пород, соотношение уровней ниже- и вышележащего водоносных горизонтов.

Среди *техногенных факторов* выделяются условия нахождения загрязняющих веществ на поверхности Земли (хранение отходов в накопителях, шламохранилищах, сброс сточных вод на поля фильтрации, орошение сточными водами и др.) и определяемый этими условиями характер проникновения загрязняющих веществ в подземные воды.

К *физико-химическим факторам* относятся специфические свойства загрязняющих веществ, их миграционная способность, сорбируемость вещества, взаимодействие загрязняющих веществ с породами, время распада, или химическая стойкость, загрязняющего вещества.

Основная техногенная нагрузка приходится на грунтовые воды и воды первых от поверхности напорных горизонтов, поэтому взаимосвязь данных вод представляет особый интерес.

Водовмещающими породами для грунтовых вод Беларуси служат пески различного гранулометрического состава – от тонких до крупнозернистых и гравелистых. Воды этих отложений имеют свободную поверхность, и лишь на участках распространения линз и прослоев суглинков, супесей, глин создаются местные напоры (2–3 м). Во время весенних и осенних паводков воды могут достигать дневной поверхности, а иногда устанавливаются и выше, образуя болота.

Критериями для определения степени естественной защищенности грунтовых вод являются мощность и фильтрационные свойства зоны аэрации. Чем больше мощность зоны аэрации и ниже фильтрационные свойства слагающих ее пород, тем выше степень защищенности, и наоборот, неглубоко залегающие грунтовые воды, заключенные в хорошо водопроницаемых отложениях, могут быть легко загрязнены. Зоны с ***незащищенными грунтовыми водами*** приурочены к поймам и низким надпойменным террасам рек, озерно-аллювиальным равнинам, болотным массивам, сложенным с поверхности хорошо проницаемыми породами. Мощность зоны аэрации не более 1–2 м, а условное время проникновения поверхностного загрязнения в грунтовые воды не более 20 сут. Участки со ***слабо защищенными грунтовыми водами*** встречаются в пределах озерно-аллювиальной равнины, на речных террасах. Глубина залегания вод не превышает 5 м, а время проникновения с поверхности загрязнения изменяется в пределах 20–50 сут. Степень загрязнения увеличивается во время обильных осадков. В реки сбрасываются недостаточно очищенные сточные воды, а во время паводков создаются условия подпора грунтовых вод и происходит их питание за счет речных вод. Грунтовые воды озерно-аллювиальных отложений приурочены к замкнутым понижениям и перекрыты маломощной зоной аэрации (до 1,5 м), что создает благоприятные условия для боковой и вертикальной инфильтрации атмосферных осадков и увеличивает степень незащищенности этих вод.

Относительно защищенные воды характерны для верхних частей вторых надпойменных террас, водно-ледниковых и моренных равнин. Мощность зоны аэрации здесь достигает 10 м, а условное время проникновения загрязнения с поверхности изменяется от 50 до 200 сут. ***Защищенные грунтовые воды*** приурочены к площадям развития моренного и конечно-моренного рельефа, представленного супесчано-суглинистыми породами с низкими коэффициентами фильтрации, обеспечивающими условное время проникновения поллютантов более 200 сут. Торфяники, перекрывающие озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, характеризуются в основном низкими фильтрационными свойствами, поэтому они в какой-то мере являются дополнительной преградой для проникновения загрязнения в грунтовые воды. В гипсометрическом отношении обводненные флювиогляциальные отложения занимают более высокое положение по отношению к вышеописанным горизонтам, литологически они более однородны, а фильтрационные свойства их достаточно высоки. Очевидно, что химические компоненты, мигрирующие с подземным стоком, накапливаются в грунтовых водах, залегающих гипсометрически ниже. Довольно широко с поверхности развиты слабопроницаемые или же спорадически хорошо проницаемые сожские моренные отложения. Приуроченные к ним грунтовые воды перекрыты более глинистой и мощной зоной аэрации от 3–5 до 10 м и более. В этом случае проникновение загрязнения в грунтовые воды может быть затруднено. На единичных участках мощность отложений сожской морены достигает 30 м и более. В таких случаях грунтовые воды более надежно защищены.

Среди природных факторов защищенности более глубоко залегающих напорных вод главнейшими являются перекрытость водоносного горизонта слабопроницаемыми отложениями (наличие водоупора), литологический состав водовмещающих отложений и их фильтрационные свойства, выдержанность распространения, мощность, а также соотношение уровней напорных и грунтовых вод.

Напорные воды, залегающие под первым от поверхности местным водоупором (в основном это разновозрастные моренные супесчано-суглинистые образования) мощностью около 10 м и более, интерпретированы как ***условно защищенные***. По причинам изменчивости литологического состава пород и связанного с этим широкого диапазона проницаемости для преимущественно глинистых образований, постоянного в таких

условиях превышения уровня грунтовых вод над пьезометрической поверхностью моренный горизонт не может полностью препятствовать водообмену грунтовых и межпластовых вод, хотя и замедляет этот процесс.

В то же время многие участки характеризуются меньшими мощностями верхней морены (5–10 м). Здесь условия защиты вод первого напорного межпластового горизонта менее благоприятны, и последние отнесены к промежуточным категориям ***относительно*** и ***слабо защищенных***. К категории ***незащищенных*** отнесены территории, где верхний водоупор размыт, а воды напорного горизонта смыкаются с грунтовыми, образуя единый водоносный комплекс, что характерно для речных долин. Особый случай представляют напорные воды днепровского-сожского водоносного комплекса в местах отсутствия отложений сожской морены (долины р. Морочь, Случь, Оресса, Локнея, нижнее течение р. Волка и др.). На этих участках условия защищенности напорных вод от загрязнения наиболее неблагоприятные, напорные воды непосредственно связаны с грунтовым горизонтом. Исходя из этого, на большей части территории республики грунтовые воды, а также межпластовые напорные, залегающие под первым от поверхности местным водоупором (отложениями сожской морены), отнесены к категории слабо защищенных. Согласно принятой методике, сожский моренный горизонт не представляет надежной защиты от поверхностного загрязнения для нижележащего водоносного комплекса днепровских-сожских водноледниковых отложений и характеризуется как условный водоупор. Следует также предположить, что загрязнению подвергается верхняя часть водоносного горизонта, где происходит инфильтрация, с которой и проникают загрязняющие вещества.

Мощность моренных отложений, перекрывающих первый от поверхности напорный водоносный горизонт четвертичных отложений, составляет 20–30 м. Нередко они представлены песчаными разностями или полностью размыты.

С учетом геологического строения и гидрогеологических условий на территории Беларуси по условиям взаимосвязи грунтовых и напорных вод выделены три области: северная, центральная и южная.

В *северной области* зона дренирования подземных вод состоит из четвертичных отложений мощностью 100–200 м. В этой толще четко выделяются водоупорные моренные отло-

жения, исключение составляют долины рек. Взаимосвязь грунтовых и напорных вод ослабленная.

В *центральной области* в толще четвертичных отложений имеют место относительно выдержанные водоупоры. Тесная гидравлическая связь грунтовых и напорных вод прослеживается только в долинах рек. В центральном и восточном районах этой области первый от поверхности напорный водоносный горизонт перекрыт водоупорными моренными отложениями с «гидрогеологическими окнами», что обеспечивает хорошую взаимосвязь грунтовых и напорных вод.

В *южной области* выделяется несколько районов. Северо-западный район характеризуется сложным геологическим строением зоны дренирования, имеющей мощность 150–300 м. В четвертичной толще имеет место наличие водоупорных отложений березинского, днепровского и сожского оледенений и относительно слабая по сравнению с другими районами взаимосвязь грунтовых и напорных вод. Остальные районы Белорусского Полесья характеризуются локальным распространением одного водоупора в толще четвертичных отложений. Таким образом, первый от поверхности напорный горизонт гидравлически связан с грунтовыми водами, что предопределяет возможность поступления загрязняющих веществ из грунтового в нижележащие водоносные горизонты.

Для техногенного ореола, сформировавшегося после аварии на Чернобыльской АЭС, выделены три категории защищенности грунтовых вод, основанные на времени перемещения ^{90}Sr: условно защищенные, условно менее защищенные и условно не защищенные. Для первой категории время миграции ^{90}Sr составляет более 100 лет, для второй – от 30 до 100 лет, для третьей – менее 30 лет. Условно защищенные воды широко распространены и приурочены к водоразделам и пойменным ландшафтам бассейнов с различной мощностью зоны аэрации. В то же время мощность зоны аэрации не велика и, как правило, только на водораздельных пространствах превышает 3 м, в прирусловых и пойменных зонах составляет 1–3 м. Так, в поймах условно защищенными могут считаться грунтовые воды участков распространения высоко гумусированных дерново-болотных почв, которые характеризуются высокой сорбционной емкостью и не подвержены длительному затоплению. Условно менее защищенными могут считаться грунтовые воды, приуроченные к средневозвышенным и низинным ландшафтам северо-западной, восточной и южной частей ореола

загрязнения, зона аэрации которых сложена супесчаными породами мощностью 1–3 м с многочисленными прослоями суглинистых пород. К условно незащищенным относятся в основном низинные ландшафты с легкими дерново-подзолистыми почвами и песчаными отложениями мощностью до 3 м, которые периодически затапливаются поверхностными водами. В их пределах расположены и крупные водозаборы, которые увеличивают миграцию радионуклидов по причине создания депрессионных воронок и «подтягивания» вод из загрязненных донных осадков рек и мелиоративных систем.

15.4. Охрана и защита подземных вод от загрязнения

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 подземных вод как полезного ископаемого. Охрана и защита запасов подземных вод от загрязнения наиболее актуальна для месторождений пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого (в ряде случаев и технического) водоснабжения, и месторождений лечебных минеральных вод. На месторождениях этого типа необходимость оценки и охраны качества подземных вод 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.

Проблема охраны и защиты от загрязнения подземных вод эксплуатирующегося или подготавливаемого к эксплуатации месторождения решается проведением комплекса специальных мероприятий, реализуемых путем создания так называемых зон санитарной охраны водозаборов. При обосновании зон (поясов) санитарной охраны учитывается необходимость осуществления комплекса *охранно-защитных мероприятий* как в пределах участка собственно водозаборного сооружения, так и в пределах территории, с которой будет происходить по-

ступление (приток) подземных вод к водозабору в течение расчетного срока его эксплуатации.

В соответствии с этим в целях предотвращения загрязнения согласно СанПиН 10-113 РБ 99 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов хозяйственно-питьевого водоснабжения» в окрестностях водозаборов подземных вод устанавливаются зоны санитарной охраны (ЗСО), в составе которых обычно выделяют три пояса (зоны): первый (I) – строгого режима, второй (II) и третий (III) – ограниченного режима.

Первый пояс – строгого санитарного режима охватывает собственно водозаборный участок (само водозаборное сооружение, насосные станции, резервные емкости для воды и т.д.). Этот относительно ограниченный участок представляет собой территорию, на которую *запрещен доступ посторонних лиц*.

Назначение первого пояса ЗСО – устранение возможности случайного загрязнения подземных вод непосредственно через водозаборные сооружения или нарушения нормальной работы водозаборного сооружения, водоподъемных устройств и сооружений для очистки и сбора воды. Границы пояса располагаются не менее чем на 50 м от водозаборных сооружений при использовании безнапорных водоносных горизонтов и не менее чем на 30 м при использовании артезианских или межпластовых водоносных горизонтов. Территория первого пояса всегда ограждается, и на ее площади постоянно проводятся наблюдения за санитарным состоянием.

Второй пояс – санитарного контроля охватывает территорию, из пределов которой *возможно* (при его наличии) *поступление бактериального загрязнения к водозабору*. Положение «внешней» границы второй зоны определяется исходя из скорости фильтрации подземных вод, поступающих к водозабору, и времени, в течение которого болезнетворные микроорганизмы сохраняются в жизнедеятельном состоянии в пластовых условиях. В зависимости от типа месторождения это время принимается равным 500–1000 сут, что и определяет размеры второй санитарной зоны. В качестве защитных мер, которые должны предохранить подземные воды от бактериального загрязнения, в пределах второй зоны предусматривается ликвидация и устранение потенциальных источников такого загрязнения (животноводческие комплексы, скотомогильники, жилые строения без стационарной канализации, свалки бытовых отходов и др.). Охрана подземных вод от возможного бак-

териального загрязнения предусматривает осуществление в пределах второй зоны *постоянного санитарного контроля* за всеми видами хозяйственной деятельности. По результатам такого контроля должны немедленно устраняться или ликвидироваться все вновь возникающие очаги возможного бактериального загрязнения. Создание новых предприятий, строительство жилых комплексов могут осуществляться только при наличии соответствующего заключения санитарно-эпидемиологической службы.

Третий пояс – санитарной охраны включает всю территорию, из пределов которой (в течение расчетного срока эксплуатации) будет осуществляться приток подземных вод к водозаборному сооружению. В связи с этим она охватывает всю площадь месторождения до естественных границ или до расчетных границ, до которых будет распространяться влияние водоотбора. В пределах третьей зоны, так же как и второй, опасность представляет *наличие химического загрязнения* подземных вод. Комплекс защитных мер в этом случае предусматривает ликвидацию очагов химического загрязнения, которые могут быть связаны с местами складирования производственных и коммунальных отходов, с фильтрацией из хранилищ жидких производственных отходов и шламонакопителей, с утечками из технологических сетей химических, металлургических, нефтеперерабатывающих и других предприятий, с площадями сельскохозяйственного производства, интенсивно использующего минеральные удобрения, пестициды, ядохимикаты и др. Охранные мероприятия осуществляются путем проведения систематических режимных наблюдений за составом и качеством подземных вод на объектах хозяйственной деятельности, которые могут быть потенциальными источниками химического загрязнения подземных вод.

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, т.е. водами, естественный химический состав которых не соответствует ГОСТу. В этом случае на основе миграционных расчетов (моделей) оцениваются возможность и сроки «подтягивания» к водозабору некондиционных подземных вод. Если существует реальная опасность, предотвращение распространения загрязнения и защита водозабора могут быть обеспече-

ны только проведением специальных мероприятий по локализации участка загрязнения (устройство противофильтрационных экранов и завес, перехват загрязненных вод с помощью различного рода дренажных устройств и т.д.). При относительно локальном участке загрязнения возможна его ликвидация путем извлечения всего объема загрязненной воды или промывкой пласта водой или специальными растворами через систему нагнетательных и откачечных скважин (Бочевер и др., 1979).

Охрана подземных вод как компонента природной среды. Проблема охраны подземных вод как компонента природной среды вне связи с существующей или проектируемой на ближайшее время эксплуатацией решается в настоящее время 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, при такой постановке проблемы те или иные меры по охране и защите подземных вод должны проводиться в пределах обширных территорий (регионально), на площади естественно-исторических или административных районов, областей и т.д. При этом постановка исследований и разработка мер по охране подземных вод могут выполняться 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 миграции загрязняющих веществ, 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, гпреимущественно противофильтрационные, мероприятия, ограничива-

ющие поступление загрязняющих веществ и их распространение в самих водоносных горизонтах.

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. Необходимо отметить, что при оценках регионального загрязнения подземных вод как компонента природной среды ориентировка на значения ПДК тех или иных компонентов состава подземных вод (как в случае с водозаборами) является недостаточно информативной, поскольку на территориях с различными гидрогеологическими условиями их содержание может меняться в широких пределах. Наличие загрязнения подземных вод (даже если оно и не представляет в настоящее время конкретной опасности) должно устанавливаться по двум основным показателям:

- появлению в подземных водах (прежде всего в грунтовом водоносном горизонте) компонентов химического состава, наличие которых в естественных условиях не характерно для подземных вод рассматриваемого района;
- наличию участков, в пределах которых содержание «обычных» компонентов химического состава подземных вод, характерных и для естественных условий, резко превышает фоновые значения, установленные для данного района.

Исходя из этого, важным представляется выявление конкретных очагов (источников) загрязнения, определение состава загрязняющих веществ, оценка скоростей и путей их миграции с последующей организацией на таких объектах систематических наблюдений за изменением состава и качества подземных вод и применением комплекса специальных мероприятий.

Специальные мероприятия используются не только для предупреждения загрязнения, но при необходимости и для локализации или ликвидации уже создавшегося в водоносном пласте участка загрязненных подземных вод. Они осуществляются с помощью разнообразных инженерных сооружений и подразделяются на профилактические, локализационные и восстановительные.

Профилактические мероприятия предназначены для защиты водоносных горизонтов от случайных утечек и фильтрации сточных и технологических вод на промплощадках. Для этого необходима надежная изоляция, которая может быть осуществ-

лена, например, с применением противоинфильтрационных завес и дренажных устройств.

Локализационные мероприятия при защите подземных вод от загрязнения осуществляются в тех случаях, когда участок водоносного пласта оказался уже загрязненным. Они осуществляются с помощью преграждающих или перехватывающих устройств (различных завес, стенок-барражей и др.).

Восстановительные мероприятия направлены на ликвидацию загрязнения водоносного горизонта и восстанавливают природное качество подземных вод. Сущность их заключается в извлечении из пласта через дренажные скважины всего объема загрязненной воды или в интенсивной промывке пласта с помощью нагнетаний и откачек вод или специальных растворов. Однако такие мероприятия применимы лишь при небольших очагах загрязнения, так как требуют много времени и являются дорогостоящими.

В качестве ***мероприятия по охране подземных вод от количественного истощения*** выступает искусственное восполнение и увеличение ресурсов подземных вод за счет перевода поверхностного стока в подземный. Одним из приемов является пополнение запасов первых от поверхности водоносных горизонтов. Эксплуатация приуроченных к ним подземных вод обычно характеризуется высокой экономической эффективностью, но в естественных условиях они только в отдельных случаях пригодны для крупного централизованного водоснабжения.

Эффективность искусственного восполнения грунтовых вод зависит от комплекса природных факторов: рельефа, литологии и мощности зоны аэрации, состава, мощности и фильтрационных свойств водовмещающих отложений водоносного горизонта, климатических условий, растительности и почв, источника восполнения.

На территории республики специалистами БелНИГРИ и ЦНИИКИВР проведены работы по выявлению городов, имеющих дефицит в питьевой воде. Ими же дана оценка территорий по условиям применимости систем искусственного восполнения запасов грунтовых вод. Основным источником искусственного восполнения предложено считать речные воды, поскольку территория республики сравнительно равномерно покрыта речной сетью, все реки имеют постоянный сток и удовлетворительное качество воды. Эти мероприятия могут быть перспективными для территорий с ограниченной и недостаточной обеспеченностью водными ресурсами. Они пятнами

охватывают почти весь северо-запад, центр, юго-восток (г. Полоцк, Барановичи, Минск и др.) и районы Полесской низменности. Установлено, что по условиям применимости систем искусственного восполнения запасов грунтовых вод область Белорусского Полесья является наиболее перспективной. В настоящее время мероприятия по искусственному восполнению запасов грунтовых вод на территории республики не получили распространения.

В проблеме обеспечения населения и отраслей экономики Республики Беларусь качественной водой важное место отводится очистке сточных вод промышленных предприятий, специфика и объемы которых требуют разработки новых методов и технологий. Наряду с этим серьезное внимание должно быть уделено утилизации твердых промышленных отходов.

В общем виде способы очистки сточных вод подразделяются на механические, физико-химические, химические, электрохимические и биохимические.

Методы механической очистки сточных вод подразделяются в зависимости от размеров удаляемых частиц. Процеживание используется для извлечения крупных примесей во избежание засорения труб и каналов. Для удаления более мелких взвешенных частиц применяют сита, размер отверстий которых зависит от улавливаемых примесей (0,5–1 мм). Для очистки от грубодисперсных примесей используется отстаивание в песколовках, отстойниках, нефтеловушках, осветлителях и др.

К физико-химическим методам очистки относятся флотация, абсорбционная очистка, ионообменная очистка, экстракция, ультрафильтрация.

Флотация используется для удаления из сточных вод нерастворимых диспергированных примесей, которые плохо отстаиваются. Для этого в воду подают воздух под давлением через перфорированные трубы с мелкими отверстиями. При движении через слой жидкости пузырьки воздуха сливаются с частичками загрязнений и поднимают их на поверхность воды, где они собираются в виде пены. Эффект очистки зависит от величины пузырьков воздуха, которые должны иметь размер 10–15 мкм. Степень очистки составляет 95–98%. Для увеличения степени очистки в воду добавляют коагулянты. Иногда во флотаторе одновременно проводится и окисление, тогда воду насыщают воздухом, обогащенным кислородом или озоном. В других случаях для устранения окисления флотацию осуществляют инертными газами.

Адсорбционная очистка (очистка на твердых сорбентах) применяется для глубокой очистки сточных вод при незначительной концентрации загрязнителей, если они биологически не разлагаются или являются сильными ядами (фенолы, гербициды, пестициды, ароматические соединения, СПАВ, красители и др.).

Адсорбция может быть реагентной, т.е. с извлечением вещества из адсорбента, и деструктивной, с уничтожением извлекаемого вещества вместе с адсорбентом. Эффективность очистки в зависимости от применяемого адсорбента – 80–95%. В качестве адсорбентов используются активированный уголь, зола, шлаки, синтетические сорбенты, глины, силикогели, алюмогели, гидраты окислов металлов. Наиболее универсальны активированные угли с радиусом пор 0,8–5 нм.

Ионообменная очистка применяется для извлечения из сточных вод металлов (Zn, Cu, Cr, Ni, Pb, Hg, Cl, Va, Mn и др.), а также соединений мышьяка, фосфора, цианистых соединений и радиоактивных веществ. Суть метода заключается в том, что существуют природные (глинистые минералы, цеолиты, полевые шпаты, различные слюды) и синтетические (силикагели, труднорастворимые окиси и гидроокиси некоторых металлов, например алюминия, хрома, циркония и др.) вещества, нерастворимые в воде, которые при смешивании с водой обменивают свои ионы на ионы, содержащиеся в воде.

Экстракция применяется для очистки сточных вод, содержащих фенолы, масла, органические кислоты, ионы металлов и др. Экстракция выгодна, если стоимость извлекаемых веществ компенсирует затраты на ее проведение. При концентрации 3–4 г/дм^3 экстракция выгоднее адсорбции.

Ультрафильтрация – процессы фильтрования растворов через полупроницаемые мембраны под давлением, превышающим осмотическое. Мембраны пропускают молекулы растворителя, задерживая растворенные вещества, размером менее 0,5 мкм.

К ***химическим методам очистки*** сточных вод относят нейтрализацию, коагулирование и флокулирование, окисление и восстановление. Химическая очистка проводится как доочистка вод перед биологической очисткой или после нее.

Сточные воды, содержащие кислоты или щелочи, перед сбросом в водоемы или перед технологическим использованием подвергаются *нейтрализации*. Практически нейтральными считаются воды, имеющие pH 6,5–8,5. Для нейтрализации кис-

лых стоков используют щелочи (NaOH, KOH, Na_2CO_3, карбонаты кальция и магния и др.), для нейтрализации щелочных – кислоты.

Коагуляция – это процесс укрупнения дисперсных частиц при их взаимодействии и объединения в агрегаты. В очистке сточных вод ее применяют для ускорения процесса осаждения тонкодисперсных примесей и эмульгированных веществ. Коагулянты в воде образуют хлопья гидратов окисей металлов, которые быстро оседают под действием силы тяжести и улавливают коллоидные и взвешенные частицы.

Флокуляция – это процесс агрегации взвешенных частиц при добавлении в сточную воду высокомолекулярных соединений, называемых флокулянтами. В отличие от коагуляции агрегатизация происходит не только в результате контакта, но и в результате взаимодействия флокулянта и извлекаемого вещества. Для очистки используют природные и синтетические (полиакриламид, крахмал, целлюлозы) флокулянты.

К ***электрохимическим методам очистки*** вод от различных растворенных и диспергированных примесей относят анодное окисление, катодное восстановление, электрокоагуляцию, электрофлотацию, электродиолиз. Все эти процессы протекают на электродах при пропускании через сточную воду постоянного электрического тока.

Биохимические методы очистки применяются для очистки хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод от органических и некоторых неорганических соединений (сероводорода, сульфидов, аммиака, нитратов и др.). Процесс очистки основан на том, что некоторые микроорганизмы используют загрязняющие вещества в пищу.

Существуют аэробные и анаэробные методы биохимической очистки. При аэробном методе используются микроорганизмы, для жизни которых необходим кислород и температура 20–40 °С.

Анаэробные методы протекают без кислорода, их используют в основном для обеззараживания осадков.

Аэробная очистка может протекать в естественных и искусственных сооружениях. В естественных условиях очистка происходит на полях орошения, полях фильтрации и биологических прудах. Искусственными являются биофильтры, аэротенки и окситенки.

На полях орошения сточные воды используются для орошения сельскохозяйственных культур, посадок деревьев и кустарников.

Биологические пруды представляют 3–5-ступенчатый каскад прудов, через которые с небольшой скоростью движется предварительно очищенная вода.

Биофильтры – сооружения, в которых сточные воды фильтруются через загрузочный материал, покрытый биологической пленкой, образованной колониями микроорганизмов. Микроорганизмы биопленки окисляют органические вещества, используя их в качестве питания и энергии. Омертвевшая пленка смывается отработанной водой и выносится из тела биофильтра.

Аэротенки представляют собой резервуары, в которых очищаемая сточная вода и активный ил насыщаются воздухом и перемешиваются. Для обеспечения нормального хода непрерывно подается воздух. После очистки вода отстаивается. Иногда вместо воздуха для окисления используют технический кислород. Эти сооружения называются окситенками.

В настоящее время не существует универсального метода глубокой очистки воды от всех видов примесей за один технологический прием. В этой связи приобретает актуальное значение снабжение населения портативными индивидуальными фильтрами для доочистки питьевой воды. Белорусскими учеными разрабатываются технологии создания индивидуальных питьевых фильтров на основе активных угольных и ионообменных волокон.

15.5. Гидрогеоэкологическое районирование территории Беларуси и рекомендации рационального и экологобезопасного использования подземной гидросферы

В геологической науке конечной целью обобщения фактического материала является перевод его в картографическую форму. Гидрогеология имеет дело с подземной гидросферой, и в задачу гидрогеологического районирования входит систематизация пространственных закономерностей распространения подземных вод путем обобщения их региональных особенностей, упорядочения и картирования. Специализированное (целевое) районирование ориентируется на решение прикладных задач. Как правило, к последним относятся вопросы использования подземных вод в различных отраслях народного хозяйства (питьевое водоснабжение, промышленное потребление, бальнеология и т.д.).

Проблема рационального и экологобезопасного использования подземной гидросферы территории Беларуси требует специальных и, иногда, нетрадиционных подходов для ее разрешения. В основу методики такого районирования положен принцип учета и комплексный подход к существующим схемам и приемам регионального, частного и специализированного разделения территории по тому или иному признаку. В качестве базовой модели для гидроэкологического районирования принята предложенная ранее схема гидрогеологического районирования Беларуси (см. гл. 14), в которой учтены структурно-геологические и гидрогеологические особенности территории республики.

Анализ и обобщение материалов, приведенных ранее, позволяют решить проблему районирования территории Беларуси по условиям рационального и экологобезопасного использования подземной гидросферы. Как уже упоминалось, в основу такого подхода положена приведенная выше схема гидрогеологического районирования территории республики. Далее привлекались сведения, отраженные в виде карт, карт-схем и схем: распространения зоны пресных вод, минеральных вод, лечебных рассолов и промышленных вод; перспектив использования различных видов вод; районирования по условиям наземного складирования и подземного захоронения разных видов конечных отходов; радиационной обстановки (плотности радионуклидного загрязнения), масштабов, видов и интенсивности техногенного загрязнения.

В результате анализа условий рационального и экологобезопасного использования подземной гидросферы проведено гидрогеоэкологическое районирование территории Беларуси и выделено в ее границах шесть гидрогеоэкологических областей: Северо-Западная (Гродненско-Браславская), Витебско-Могилевская, Припятская, Брестская, Пинская и Гомельско-Костюковичская (рис. 39).

Понятие «гидрогеоэкологическая область» является комплексным. Оно включает все вышеперечисленные параметры и особенности и характеризует условия рационального и экологобезопасного использования подземной гидросферы на всей территории распространения области. Как уже упоминалось (см. гл. 14), переходные участки между гидрогеологическими структурами (бассейнами, массивами) часто отличают-

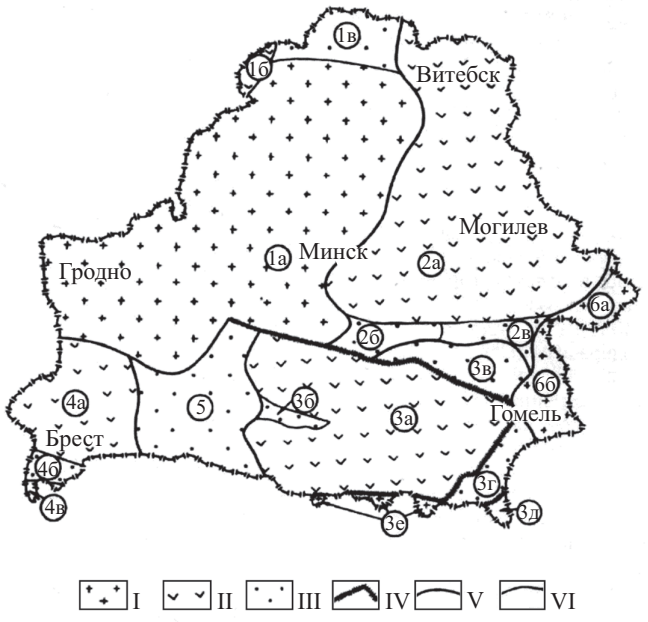


Рис. 39. Карта-схема гидроэкологического районирования территории Беларуси (Ясовеев, 1998):

гидрогеологические структуры: I – массивы, II – бассейны, III – районы; *гидроэкологические области*: 1 – Северо-Западная, 2 – Витебско-Могилевская, 3 – Припятская, 4 – Брестская, 5 – Пинская, 6 – Гомельско-Костюковичская; *гидроэкологические районы*: 1а – Белорусский,1б – Браславский, 1в – Освейский, 2а – Оршанский, 2б – Бобруйский, 2в – Жлобинский, 3а – Припятский, 3б – Микашевичско-Житковичский, 3в – Буда-Кошелевский, 3г – Брагинско-Лоевский, 3д – Комаринский, 3е – Северо-Украинский, 4а – Брестский, 4б – Домачевский, 4в – Томашовский, 6а – Костюковичский, 6б – Гомельский; *границы гидроэкологических областей*: IV – тектонические, V – проведенные по комплексу признаков, VI – границы гидроэкологических районов

ся особыми гидрогеологическими условиями, что дало основание выделить их в качестве самостоятельных структур II порядка – гидрогеологических районов. Кроме того, в административных границах Беларуси находятся периферические окончания крупных геологогидрогеологических структур (Воронежский массив, Балтийский бассейн и др.), также определенные в качестве гидрогеологических районов. Гидрогеоэкологическая область, как правило, состоит из крупной гидрогеологической структуры (ГГБ, ГГМ) и прилегающих к ней более мелких структур – гидрогеологических районов, которые ха-

рактеризуются сходными гидроэкологическими условиями. Последние названы гидрогеоэкологическими районами (ГЭР), которые в отличие от обособленных гидрогеологических районов входят в состав гидроэкологических областей. Кроме того, участки крупных геолого-гидрогеологических структур соседних стран, находящиеся на территории республики и различающиеся гидроэкологическими характеристиками, также определяются в качестве гидрогеоэкологических районов. Состав гидроэкологических областей, а также соотношение гидрогеологических и гидроэкологических таксонов приводится в табл. 22.

Таблица 22

Состав гидрогеоэкологических областей и соотношение геологических, гидрогеологических и гидрогеоэкологических таксонов Беларуси (Ясовеев, 1998)

Гидрогеоэкологическая область	Геологическая структура	Гидрогеологическая структура	Состав гидрогеоэкологической области
1	2	3	4
Северо-Западная (Гродненско-Браславская)	Белорусско-Мазурская антеклиза	Белорусский гидрогеологический массив	Белорусский гидрогеоэкологический район
	Балтийская синеклиза	Балтийский гидрогеологический бассейн	Браславский гидрогеоэкологический район
	Латвийская седловина	Латвийский гидрогеологический район	Освейский гидрогеоэкологический район
Витебско-Могилевская	Оршанская впадина	Оршанский гидрогеологический бассейн	Оршанский гидрогеоэкологический район
	Бобруйский выступ	Бобруйский гидрогеологический район	Бобруйский гидрогеоэкологический район
	Жлобинская седловина	Жлобинский гидрогеологический район	Жлобинский гидрогеоэкологический район
Припятская	Припятский прогиб	Припятский гидрогеологический бассейн	Припятский гидрогеоэкологический район
	Микашевичско-Житковичский выступ	Микашевичско-Житковичский гидрогеологический район	Микашевичско-Житковичский гидрогеоэкологический район

Окончание табл. 22

1	2	3	4
	Северо-Припятское плечо	Городокско-Хатецкий гидрогеологический район	Буда-Кошелевский гидрогеоэкологический район
	Брагинско-Лоевская седловина	Брагинско-Лоевский гидрогеологический район	Брагинско-Лоевский гидрогеоэкологический район
	Днепровско-Донецкий прогиб	Днепровско-Донецкий гидрогеологический бассейн	Комаринский гидрогеоэкологический район
	Украинский щит	Украинский гидрогеологический массив	Северо-Украинский гидрогеоэкологический район
Брестская	Подлясско-Брестская впадина	Брестский гидрогеологический бассейн	Брестский гидрогеоэкологический район
	Луковско-Ратновский горст	Луковско-Ратновский гидрогеологический район	Домачевский гидрогеоэкологический район
	Волынская моноклиналь	Волынский гидрогеологический бассейн	Томашовский гидрогеоэкологический район
Пинская	Полесская седловина	Полесский гидрогеологический район	Гидрогеоэкологический район не обособлен
Гомельско-Костюковичская	Воронежская антеклиза	Воронежский гидрогеологический массив	Гомельский гидрогеоэкологический район Костюковичский гидрогеоэкологический район

Северо-Западная (Гродненско-Браславская) гидрогеоэкологическая область

В составе области выделены Белорусский, Браславский и Освейский гидрогеоэкологические районы. В геологическом отношении область приурочена в основном к структуре Белорусско-Мазурской антеклизы и небольшим участкам Балтийской синеклизы и Латвийской седловины, в гидрогеологическом – к Белорусскому ГГМ, а также участкам Балтийского и Латвийского ГГР.

Южная часть области – зона развития нацело пресноводного разреза подземных вод, служащая важным источником промышленного и хозяйственно-бытового водоснабжения. На остальной ее территории снабжение пресной водой осуществляется за счет четвертичных и меловых водоносных комплексов. Среди минеральных вод преобладают радоновые, в значительно меньшей степени присутствуют хлоридные натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатные.

Техногенная нагрузка на гидросферу варьирует в значительных пределах. При этом модуль техногенной нагрузки изменяется от менее 1 до 2–7 тыс. т /км^2 в год и лишь в редких случаях, в окрестностях крупных городов, он существенно выше; на поверхности фиксируются небольшие пятна радионуклидного загрязнения (до 5 Ки/км^2 по цезию-137). Геолого-геоморфологические условия благоприятны для наземного и приповерхностного складирования твердых бытовых, а также промышленных малотоксичных отходов.

С точки зрения практического использования основное значение гидрогеоэкологической области определяется широким развитием пресных водоносных комплексов. Отсюда следует важность и необходимость мероприятий по охране мощной зоны пресных вод от загрязнения и истощения. При планировании размещения и строительства предприятий, потенциально опасных для поверхностной и подземной гидросферы, необходимы предварительные и детальные геолого-гидрогеологические, геоэкологические проработки и обоснования.

В пределах области найдено небольшое количество месторождений минеральных вод и лечебных рассолов (радоновых, хлоридных натриевых, сульфатных). С целью расширения использования известных типов минеральных вод и лечебных рассолов и открытия новых месторождений необходимо интенсифицировать гидрогеологические исследования на пери-

ферии Белорусского гидрогеологического массива, где достаточно велики перспективы нахождения гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод небольшой минерализации (Освейский и Браславский гидрогеоэкологические районы), а также бромных (северная часть области) минеральных вод.

Перспективы наземного складирования и приповерхностного захоронения ТБО могут быть связаны с отдельными участками возвышенностей. Подземное захоронение промышленных токсичных и радиоактивных отходов ограничено и связано с устройством капиталоемких и сложных инженерных сооружений. В целом перспективность области для этих целей весьма низкая. Захоронение промстоков исключено на всей территории гидрогеоэкологической области.

Витебско-Могилевская гидрогеоэкологическая область

В состав области входят Оршанский, Бобруйский и Жлобинский гидрогеоэкологические районы.

Использование пресных вод связано в основном с водоносным комплексом девонских (старооскольских и ланских) отложений, в меньшей степени эксплуатируются комплексы антропогеновых отложений. Среди минеральных вод преобладают хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные; следующими по распространенности являются хлоридные натриевые. Большая часть территории области богата бальнеологическими рассолами.

Южная часть области подвержена радионуклидному загрязнению с плотностью по цезию-137 более 40 Ки/км^2. Техногенная нагрузка изменяется в значительных пределах, и для отдельных участков юга Оршанского гидроэкологического района ее модуль достигает 25–50 тыс. т/км^2 в год и иногда совпадает с наиболее пораженными радионуклидами территориями. Наиболее перспективными для наземного складирования и приповерхностного захоронения твердых бытовых отходов являются отдельные участки Городокской, Витебской и Оршанской возвышенностей. На Оршанской возвышенности предпочтительно проводить захоронение твердых малотоксичных отходов и отходов дезактивации загрязненных радионуклидами территорий.

В связи с тем что значительная часть территории Гомельской и Могилевской областей оказалась в зоне радионуклидного за-

грязнения (а именно там располагается большинство известных месторождений минеральных вод Беларуси), основной акцент исследований минеральных вод необходимо сделать на изучение перспектив Витебской области, расширить мероприятия по поиску и разведке минеральных вод в пределах Оршанского бассейна. Необходимо также большое внимание уделить поиску месторождений минеральных вод в пределах Бобруйского ГЭР, где на небольшой территории возможно открытие широкого спектра групп минеральных вод и лечебных рассолов.

Перспективы использования пресных вод связаны с уточнением и детализацией гидрогеологических условий эксплуатации и охраны их основных месторождений. Важное значение имеет разработка мероприятий по защите пресных вод от загрязнения и истощения.

Большая часть территории Витебско-Могилевской гидрогеоэкологической области не располагает благоприятными геолого-гидрогеологическими условиями для подземного захоронения промышленных токсичных и радиоактивных отходов. В то же время приповерхностное складирование ТБО особых проблем не представляет. В экстренных (аварийных) случаях, когда снимается действие экологических запретов, возможно захоронение небольшого объема жидких отходов в песчаниках и алевролитах венда и рифея в северо-восточной части Оршанского гидрогеоэкологического района. В пределах Бобруйского и Жлобинского гидрогеоэкологических районов подземное захоронение промышленных отходов весьма нежелательно.

Припятская гидрогеоэкологическая область

В состав области входят Припятский, Микашевичско-Житковичский, Буда-Кошелевский, Брагинско-Лоевский, Северо-Украинский и Комаринский гидрогеоэкологические районы.

Основное значение для промышленного и питьевого водоснабжения имеют водоносные комплексы палеоген-неогена и мела. Минеральные воды представлены практически всеми разновидностями, известными в республике, за исключением радоновых вод. Кроме того, Припятский бассейн является единственной в республике гидрогеологической структурой, содержащей в своем разрезе промышленные воды.

Южная часть территории области наиболее пострадала от катастрофы на ЧАЭС, плотность загрязнения по цезию-137 час-

то превышает 40 Ки/км^2, в зоне отселения фиксируются очень высокие содержания стронция-90 и плутония-239 и 240. Модуль техногенной нагрузки на гидросферу изменяется от 0,6–1,5 до 12–34 тыс. т/км^2 в год. Загрязненную радионуклидами часть территории области (особенно на участках, где фиксируются долгоживущие радиоизотопы цезия, стронция и плутония) можно использовать для захоронения токсичных промышленных отходов и предполагаемых в будущем высокорадиоактивных отходов АЭС.

Для участков территории Припятской гидрогеоэкологической области, интенсивно загрязненных радионуклидами, наиболее важной становится проблема захоронения в их пределах различных промышленных отходов (в том числе токсичных и радиоактивных). Особенно перспективны в этом отношении Брагинско-Лоевский и Комаринский гидрогеоэкологические районы.

Необходимо концентрировать усилия специалистов, а также финансовые и материальные средства с целью окончательного решения проблемы белорусских промышленных вод. Успешное решение этого вопроса позволит снять многие затруднения в снабжении народного хозяйства республики ценными, редкими и рассеянными элементами и соединениями.

Исследования в области минеральных вод должны быть направлены на поиски новых их видов: сульфидных-сероводородных, гидрокарбонатных, кремнистых и др. В этом плане перспективна практически вся территория Припятского гидрогеологического бассейна.

Брестская гидрогеоэкологическая область

В составе области объединяются Брестский, Домачевский и Томашовский гидрогеоэкологические районы.

На территории области используются в основном пресные воды юрского и мелового водоносных комплексов, в ограниченном объеме – водоносные комплексы антропогена. Спектр минеральных вод весьма ограничен по видовому разнообразию и площадному распространению.

В пределах области практически отсутствует радионуклидное загрязнение, техногенная нагрузка на гидросферу характеризуется малым и средним уровнем воздействия (1–2, редко до 5 тыс. т/км^2 в год). Условия наземного складирования и под-

земного захоронения неблагоприятны для захоронения промышленных токсичных и радиоактивных отходов.

Приоритетное направление, которое необходимо развивать в пределах Брестской гидрогеоэкологической области, – это расширение использования имеющихся ресурсов пресных питьевых вод. В геолого-гидрогеологическом разрезе области развит мощный слой пресных вод, достигающий на отдельных участках 400–450 м. Отсюда следует необходимость и важность мероприятий по охране месторождений пресных питьевых вод от загрязнения и истощения.

Основное направление в использовании минеральных вод связано с необходимостью расширения их типового разнообразия. В этом отношении особенно перспективен Домачевский ГЭР, где существует большая вероятность открытия минеральных вод сульфатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава.

Подземное захоронение промышленных отходов на территории Брестской гидрогеоэкологической области полностью исключается, весьма ограничены и перспективы наземного складирования ТБО.

Пинская гидрогеоэкологическая область

Необходимость обособления гидрогеологического района Полесской седловины в отдельную гидрогеоэкологическую область вызвана следующими обстоятельствами: достаточно большой территорией, которую занимает гидрогеологическая структура, сопоставимой с белорусской частью Подлясско-Брестской впадины; некоторыми уникальными гидрогеоэкологическими параметрами. Область располагается на юге республики между Припятским и Брестским гидрогеологическими бассейнами и приурочена в основном к структуре Полесской седловины.

Мощная зона пресных вод занимает большую часть (90–95%) разреза экологической области и распространена на всей ее территории. Водоносные комплексы, используемые для водоснабжения, приурочены к отложениям разного возраста. Преобладающую роль играют водоносные комплексы четвертичных отложений, следующими по значению являются подземные воды в отложениях от четвертичных до вендских и рифейских включительно. Нахождение минеральных вод весьма

гипотетично, возможно их вскрытие на больших глубинах в понижениях кристаллического ложа. Предположительный состав минеральных вод – гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

На территории гидрогеоэкологической области зафиксированы небольшие по площади пятна радионуклидного загрязнения с плотностью по цезию-137 до 5 Ки/км^2 и очень редко до 15 Ки/км^2. Техногенная нагрузка на поверхностную и подземную гидросферу близка к средней и оценивается в пределах 1–5 тыс. т/км^2, редко выше (окрестности г. Пинск).

Геолого-гидрогеологические условия Пинской гидрогеоэкологической области полностью исключают мероприятия по наземному складированию и приповерхностному и подземному захоронению промышленных отходов любых категорий и видов. Связано это еще и с тем, что гидрогеологическая структура является одним из важных источников пресной питьевой воды в Беларуси.

Доминирующее направление в использовании подземных вод Пинской гидрогеоэкологической области – это защита и охрана месторождений пресных вод от загрязнения и истощения. Особое внимание следует уделить вопросам внедрения безотходных технологий на предприятиях промышленности и сельского хозяйства, системам оборотного водоснабжения в жилищно-коммунальном хозяйстве и т.д. В связи с тем что территория области является зоной интенсивного ведения сельского хозяйства, необходимо свести к минимуму использование удобрений и ядохимикатов, а также лимитировать функционирование крупных животноводческих комплексов.

Поиск месторождений минеральных вод связан с бурением глубоких скважин и в целом в пределах области экономически не выгоден.

Наземное складирование ТБО, а также подземное захоронение любых промышленных отходов на территории области полностью исключаются.

Гомельско-Костюковичская гидрогеоэкологическая область

Область выделяется в пределах белорусской части Воронежского гидрогеологического массива, приуроченного к одноименной тектонической структуре. Располагается на юго-

востоке территории республики, граничит с Припятским и Оршанским гидрогеологическими бассейнами. В пределах области выделены два гидрогеоэкологических района: Гомельский и Костюковичский.

Пресные воды питьевого регистра распространены на всей территории области, наиболее часто используются меловые и палеоген-неогеновый водоносные комплексы. В пределах Костюковичского ГЭР эксплуатируется преимущественно меловой комплекс, на территории Гомельского ГЭР, как правило, совместно используются меловой и палеоген-неогеновый. Вскрыты минеральные воды, среди которых преобладают хлоридные натриевые минеральные воды и лечебные рассолы, однако определенным распространением пользуются и сульфатные, а также хлоридно-сульфатные группы вод.

Гомельский ГЭР отличается очень высокими уровнями радионуклидного загрязнения (более 40 Ки/км^2), Костюковичский ГЭР почти не затронут чернобыльскими радионуклидами. Техногенное воздействие на поверхностную и подземную гидросферу весьма значительное и в среднем составляет около 6 тыс. т/км^2.

Территория Костюковичского ГЭР располагает ограниченными возможностями для крупномасштабного захоронения промышленных отходов. Южная часть Гомельского ГЭР имеет весьма благоприятные геолого-гидрогеологические и радиационно-экологические условия для подземного захоронения токсичных и радиоактивных отходов.

В пределах Костюковичского гидрогеоэкологического района основное внимание следует уделять охране месторождений пресных вод от истощения и загрязнения. Использование минеральных вод ограничено типом вод, не обладающих специфическими компонентами состава и свойствами. Перспективы подземного захоронения связаны с небольшой частью территории района, где существуют благоприятные условия приповерхностного складирования отходов дезактивации загрязненных территорий.

Использование Гомельского ГЭР полностью определяется потребностями функционирования крупного населенного пункта, второго по численности в республике. И если территория, ограниченная на севере широтой г. Гомель, а с юга государственной границей с Украиной, перспективна для использования меловых и палеоген-неогенового пресных водоносных

комплексов, а также хлоридных и сульфатно-хлоридных минеральных вод, то оставшаяся часть района имеет высокие перспективы для организации на его территории полигонов для крупнообъемного захоронения особо опасных (токсичных и радиоактивных) отходов.

15.6. Загрязнение подземных и поверхностных вод и здоровье населения

Возникновение заболеваний, передающихся водным путем, обусловлено внешней средой и встречается практически во всех регионах мира. При этом загрязненные воды могут долгое время продолжать использоваться, если водопотребители не осознают угрозу здоровью. Это имеет место, когда загрязнение не вызывает изменения вкуса или цвета или нет другого альтернативного источника водоснабжения. Заболевания могут быть вызваны как избытком, так и недостатком тех или иных компонентов в воде. Достоверно установлена связь между заболеваниями сердечно-сосудистой системы и минерализацией, жесткостью или мягкостью воды; между желудочными заболеваниями (включая онкологические) и незначительным содержанием натрия и калия, сульфатов и хлоридов. Повышенное содержание натрия провоцирует гипертоническую болезнь.

Обобщение и анализ научных исследований позволяют выделить три группы общих причин, вызывающих заболевания, связанные с использованием воды и обусловленные естественными и техногенными факторами (табл. 23).

Избыток или недостаток тех или иных элементов в водах, определяемый естественными факторами, зависит от геологических условий, состава почв и грунтов, дифференциации вещества в ландшафтах и др.

Исследованиями установлено, что распространение раковых заболеваний в Беларуси тяготеет к районам развития девонских отложений. Хотя в Беларуси покровными отложениями являются ледниковые, они почти на 80% и более состоят из девонского материала, и в этих районах используются воды, циркулирующие в подстилающих девонских породах.

В целом для республики используемые в питьевых целях подземные воды отличаются повышенным содержанием железа, марганца и пониженным – фтора и йода.

Таблица 23

Причины заболеваний человека, связанные с использованием воды

Причины	Загрязняющие компоненты	Заболевания
1. Использование водопроводной воды в питьевых целях:		
недостаточно очищенной не отвечающей стандартам качества по причине несовершенства водообеспечивающего оборудования (коррозия труб, наличие в материале, применяемом для производства труб, токсичных веществ и др.)	Fe, Mn, F, NO_3, Cr, Cu, Pb, As, Ni, ^{90}Sr, ^{137}Cs, ^{241}Am, бактерии, вирусы и др.	Нарушение процессов кроветворения, метаболизма, болезни пищеварительного тракта, повреждения печени, почек, язва желудка, заболевания мочевого пузыря, нарушение работы сердца, поражение центральной нервной системы
подвергшейся очистке веществами, способствующими возникновению заболеваний	Cl, I и производные от них	Раковые заболевания мочевого пузыря, прямой кишки; нарушения функционирования щитовидной железы
2. Использование вод в рекреационных целях:		
недостаточно чистой воды или воды, предназначенной только для отдельных видов использования	Тяжелые металлы, радиоактивные элементы, бактерии, вирусы	Заболевания кожи, инфекционные желудочные заболевания
3. Употребление бутилированной воды	Хлориды, карбонаты, Pb, Cd, бактерии и др.	Желудочно-кишечные заболевания

Железо является необходимым элементом в питании. Оно содержится в ряде биологически важных белков, например миоглобине, запасающем кислород в мышцах, железосодержащих органических соединениях, например дыхательном пигменте гемоглобине, а также во многих окислительно-восстановительных ферментах. Дефицит или повышенное содержание железа отрицательно влияют на организм.

Повышенное содержание железа в пресных подземных водах определяется физико-географическими и геолого-гидрогеологическими условиями территории республики. Часто его концентрации достигают 1,5–3,0 и даже 5–10 мг/дм^3 (ПДК 0,3 мг/дм^3). До 60% всех скважин республики, а на Полесье около 80% характеризуются превышением его ПДК. Наиболее высоким содержанием железа (до 20–30 мг/дм^3), присутствующего в подземных водах в основном в закисной форме, отличаются грунтовые воды, связанные с болотными массивами. Также прослеживается связь между степенью заболоченности территории и условиями ожелезненности напорных подземных вод. Воды, содержащие повышенные концентрации железа, требуют проведения мероприятий по их обезжелезиванию. Однако республика испытывает недостаток в очистных сооружениях такого рода.

Марганец играет важную роль в обмене веществ и влияет на процессы кроветворения. Повышенные концентрации марганца – до 0,5–1,0 мг/дм^3 (ПДК 0,1 мг/дм^3) в региональном плане соответствуют распространению железосодержащих вод.

Фтор относится к группе биологически активных химических элементов, оказывающих непосредственное влияние на процессы метаболизма человека. Избыток фтора (более 1,5 мг/дм^3) в питьевой воде приводит к флюорозу (пятнистому поражению эмали) и последующему разрушению зубов, а недостаток (менее 0,7 мг/дм^3) – к кариесной патологии зубов. Его верхний предел допустимых концентраций (ПДК 1,5 мг/дм^3) в водах Беларуси превышается в единичных случаях на ограниченных участках. Высокие концентрации фтора отмечаются в водах юрских (г. Гомель – 0,8–0,9 мг/дм^3, Речица – 2,2 мг/дм^3), девонских (г. Борисов, Березино и др. – 0,05–4,3 мг/дм^3) и верхнепротерозойских (г. Минск, Вилейка и др.) отложений. Так, в различных районах г. Минска его концентрации в водах верхнего протерозоя изменяются от 0,45–1,4 до 2,5–3,0 мг/дм^3. Установлено, что минерализованные воды характеризуются, как правило, повы-

шенным содержанием фтора, но в высококонцентрированных минеральных водах его содержание снижается.

В широко эксплуатируемых с целью хозяйственно-питьевого водоснабжения водах содержание фтора обычно низкое (менее 0,7 мг/дм^3). Наиболее бедны фтором воды четвертичных (0,05–0,2 мг/дм^3) и неоген-палеогеновых (не более 0,2 мг/дм^3) отложений.

Многие металлы (Cr, As, Pb и др.) требуют особого внимания, с одной стороны, как загрязнители окружающей среды, а с другой – как потенциальные источники токсикологического риска. Например, мышьяк, кадмий и свинец широко распространены в окружающей среде. Деятельность человека вносит изменения в естественное распространение этих металлов в природе, постоянно увеличивая их концентрации. Поэтому появление мышьяка, хрома, свинца, кадмия в питьевых водах рассматривается в качестве основных загрязнителей при водоснабжении многих регионов мира. В качестве примера рассмотрим источники поступления в водную среду и влияние на здоровье человека некоторых из них.

Основными источниками загрязнения природных вод мышьяком (As) являются сточные воды производства серной кислоты и удобрений, рудообогатительных комбинатов, теплоэлектростанций и металлургических заводов. Преобладающими формами миграции мышьяка в подземных водах являются арсенит-ионы $H_2AsO_4^-$, $HAsO_4^{2-}$.

Употребление воды с повышенным содержанием As может являться причиной возникновения сосудистых заболеваний, заболеваний кожи, легких, мочевого пузыря.

Хром (Cr) обычно встречается в трех формах: металлический (Cr), трехвалентный (CrIII) и шестивалентный (CrVI). Из всех известных форм шестивалентная самая токсичная. Она образуется при производственных процессах из трехвалентного Cr. Значительные его концентрации могут вызывать повреждения печени, почек, раздражение пищеварительного тракта, язву желудка и смерть.

Хром в воду попадает, как правило, либо при осаждении из атмосферы, с загрязненной пылью, либо при непосредственном сбросе сточных вод (металлообрабатывающей, электронной, электротехнической, текстильной промышленности), его содержащих, в водоемы и на дневную поверхность.

В загрязненных подземных водах CrVI находится в форме ионов (CrO_4^{2-}, $HCrO_4^-$ и др.) или комплексных соединений.

Основная доля техногенного свинца (Pb) поступает в гидролитосферу со сточными водами рудообогащения, цветной металлургии, машино- и приборостроительной, электротехнической, нефтеперерабатывающей и химической промышленности. В загрязненных водоносных горизонтах миграционные формы свинца представлены ионами и комплексами (Pb^+, $PbOH^+$ и др.), свинецорганическими соединениями.

В различных геохимических провинциях Беларуси наблюдается идентичность встречаемости ряда микроэлементов в подземных водах. Наибольшая встречаемость принадлежит Mn (80–100%), затем следуют Pb, Cu, Ni, Ti, V и др. При этом для разных районов характерны различные тенденции в накоплении тех или иных элементов в грунтовых и поверхностных водах. Так, например, на территории Брестского Полесья максимальное содержание Pb, V, Ni, Mn и Ti отмечается в поверхностных водах, тогда как для этих же микроэлементов в водах территории Припятского и Гомельского Полесья отмечается обратная картина. Обычно концентрации микроэлементов в подземных водах не превышают ПДК. Например, в питьевых водах г. Минск содержится (мкг/дм^3): Cr – 0,05–0,29 (ПДК 50), Pb – 0,05–0,39 (ПДК 30), As – 0,27–1,32 (ПДК 50). В то же время устанавливается связь между повышенным содержанием отдельных микроэлементов и техногенным, как правило, промышленным загрязнением. Загрязнение подземных вод хромом до 0,32 мг/дм^3 было зафиксировано на одном из водозаборов у г. Борисов, цинком (до 10 мг/дм^3) – на водозаборе г. Гродно, мышьяком (до 0,15 мг/дм^3) и свинцом (до 0,125 мг/дм^3) – в г. Минск. Аналогичная закономерность прослеживается и для поверхностных вод, в которых содержание этих элементов зачастую превышает ПДК в несколько раз. Например, концентрации меди (ПДК 1,0 мг/дм^3) в р. Лошица (г. Минск) составляли 30 ПДК, а содержание никеля и марганца в р. Свислочь – 4 и 14 ПДК соответственно.

Загрязненные нитратами питьевые воды могут представлять серьезную опасность для здоровья человека. Использование в питьевых целях вод, в которых присутствуют повышенные концентрации нитратов, может приводить к острым желудочно-кишечным расстройствам, влияет на активность ферментов пищеварительной системы, метаболизм витамина А и деятельность щитовидной железы, нарушает работу сердца и поражает центральную нервную систему. В организме человека нитраты восстанавливаются до нитритов, которые окисляют

железо в гемоглобине, переводя его из двухвалентного в трехвалентное. Образующийся метгемоглобин не способен осуществлять обратимое связывание кислорода, что приводит к отравлению организма. Некоторые исследования не исключают возникновение определенных форм диабета.

Нитратное загрязнение подземных вод на территории республики в большинстве случаев обнаруживается в сельскохозяйственных колодцах и неглубоких скважинах, пробуренных на грунтовые и межморенные водоносные горизонты четвертичного возраста. Максимальное содержание нитратов фиксируется, как правило, в грунтовых водах, залегающих на незначительной глубине от дневной поверхности, при отсутствии с поверхности водонепроницаемых грунтов. Здесь их концентрации зачастую превышают ПДК в 5–7 и более раз; при этом наибольший размах концентраций нитрат-иона связан с глубинами до 10 м, а максимальные его значения приурочены к интервалу глубин 2–5 м. Как отмечается, такая закономерность, вероятно, является принципиальной, когда наиболее высокие концентрации нитратного загрязнения достигают глубин до 10 м. Подобное распределение нитратов в геологическом разрезе достаточно отчетливо соотносится с мощностью зоны аэрации и влиянием на режим грунтовых вод метеофакторов. В интервале глубин 1,5–4 м такое влияние обнаруживает наиболее сильную связь, которая затем снижается с увеличением мощности зоны аэрации до 10 м.

Загрязнение межморенных водоносных горизонтов зависит от мощности и степени водопроницаемости перекрывающих их морен, поэтому с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов наблюдается резкое сокращение содержания нитратов до их полного отсутствия. Такое их поведение, вероятно, может быть связано и с процессами биохимической редукции, что обеспечивает естественное частичное самоочищение грунтовых вод.

Таким образом, для территории республики устанавливаются определенные закономерности в поведении NO_3^--иона и его влиянии на состав подземных вод по следующим показателям:

- происходит увеличение минерализации вод до 0,6–0,8 г/дм^3, при этом их состав характеризуется как гидрокарбонатный магниево-кальциевый, для которого в условиях республики наиболее распространенной является величина минерализации 0,2–0,5 г/дм^3;

● происходит преобразование состава вод, в которых NO_3^--ион становится либо вторым после HCO_3^--иона, либо занимает лидирующее место, а также отмечается рост содержания Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+.

Радиоактивное загрязнение территории республики и потенциально возможное наличие радионуклидов в источниках водоснабжения требуют серьезного изучения возможностей попадания их в повышенных концентрациях (больше ПДК) к потребителю. Это особенно важно, так как, например, питьевое водоснабжение г. Гомель базируется на водах р. Сож. Кроме того, значительное количество водозаборов Гомельской области (подземных вод и колодцев) функционирует на водах первых от поверхности водоносных горизонтов.

Большинство экспертных оценок сводятся к тому, что в настоящее время значительная доля радионуклидов поступает в организм человека за счет продуктов питания. В то же время необходимо помнить, что таким источником может являться вода, а также различные используемые в пищу дары водоемов (например, рыба).

Известно, что хлорированная вода сильно повышает растворимость некоторых форм плутония. Радиоактивный цезий распределяется в организме равномерно, поэтому радионуклиды цезия загрязняют не отдельные органы, а организм в целом. Радионуклиды стронция и плутония имеют тенденцию адсорбироваться костной тканью и, следовательно, задерживаться в организме длительное время (их биологическая задержка составляет десятилетия). Хотя плутоний и стронций плохо адсорбируются стенкой кишечника, облучение пищеварительного тракта может быть значительным.

Потенциальную опасность, в том числе для водных ресурсов, представляет проблема загрязнения территории изотопами плутония, и в частности ^{241}Am. Уже сейчас его доля в общем загрязнении территории радионуклидами составляет 50%, в 2060 г. составит 66,8%, а снижение его активности до уровня 3,7 кБк/м^2 ожидается после 2400 г. Внутреннее облучение этими изотопами оказывает негативное влияние на систему кроветворения, костную ткань и другие органы, а при контакте с телом человека может воздействовать на кожу и глаза.

Одна из причин ухудшения качества воды, а значит, и возникновения заболеваний – несовершенное водообеспечивающее оборудование (коррозия водопроводных труб и емкостей).

Коррозионно-активные воды могут приводить к выщелачиванию металлов из водопроводов и водораспределительных систем и загрязнению воды. Необходимо отметить, что воды многих месторождений подземных вод Беларуси обладают высокой коррозионной активностью, что способствует возникновению вторичного загрязнения воды в металлических водопроводных трубах и емкостях. Износ труб центральных систем водоснабжения республики составляет 40–80%, из-за чего 60% водопроводных сетей находится в аварийном или близком к нему состоянии и качество питьевой воды в них не соответствует нормативам.

Особое место при оценке пригодности использования воды в питьевых целях отводится проблеме влияния хлорированной воды на здоровье человека. Практика хлорирования воды с целью ее очищения от биологического загрязнения широко распространена во всем мире. Однако в процессе обеззараживания природные органические вещества могут вступать в реакцию с хлором, что приводит к появлению ряда галогенсодержащих углеводородов, например трихлорметана, который приводит к канцерогенному загрязнению воды.

Большое количество исследований подчеркивают возможную связь между потреблением воды, подвергнутой хлорированию, и возникновением раковых заболеваний мочевого пузыря, прямой кишки. Ряд последних исследований выявили взаимосвязь между хлорированием воды и проблемами репродуктивной деятельности (преждевременные роды, специфические дефекты, малый вес у новорожденных, увеличение смерторождаемости).

Для сокращения использования хлора в процессах очистки воды предусматривается ряд шагов. Изучается вопрос о применении диоксида хлора. В отличие от обычного хлора его диоксид не приводит к образованию высоких концентраций трихлорметана. Кроме того, он более эффективен. Тем не менее диоксид хлора также образует вторичные токсичные вещества, хотя и в более низких концентрациях по сравнению с хлором, а также соединения, мутагенные и токсикологические свойства которых еще неизвестны.

Другим альтернативным методом очистки вод, широко распространенным в Европе, является озонирование – процесс внедрения озона и кислорода в воду. По мнению ряда исследователей, озонирование является более приемлемым дезинфи-

цирующим методом. Однако в последнее время выявлен ряд потенциально опасных для здоровья продуктов взаимодействия озона с веществами, содержащимися в природных водах.

Наиболее простым, дешевым и эффективным средством дезинфекции воды является йод. Будучи сильным окислителем, йод, так же как и хлор, оказывает биологический эффект. Наиболее активными дезинфицирующими разновидностями признаны обычный йод и соль йодистоводородной кислоты – йодид.

Йод имеет ряд преимуществ по сравнению с хлором: это более химически стабильный продукт реакции; он меньше вступает в реакции с органическими азотными загрязнителями, оставшимися в воде; обеспечивает более приемлемый вкус воды при равнозначных дозах применения. Известно, что недостаток йода приводит к заболеваниям щитовидной железы и нарушениям обмена веществ. Его используют главным образом при йодизации поваренной соли, а иногда и при йодизации воды для снижения заболеваний зоба. В целях профилактики получило распространение использование различных растворов на основе йода, йодированных таблеток и др. Исследования показывают, что взрослому человеку необходимо 150–200 мкг йода в день.

Однако избыточное поступление йода в организм может оказывать негативное влияние на функционирование щитовидной железы. При этом вопрос о максимальном безопасном уровне йода при длительном его употреблении остается нерешенным. Специалисты полагают, что употребление 1–2 мг йода в день безопасно для большинства людей, а эмпирические данные указывают, что и более высокие его концентрации обычно хорошо переносятся.

С использованием некачественных рекреационных водных ресурсов связаны инфекционная этимология многих заболеваний и заражение различными паразитами, бактериями и вирусами. Чаще всего это случается вследствие пользования прудов, фонтанов, которые расположены в черте города (в парках, скверах и т.д.), в качестве рекреационных объектов – как правило, в культурных и эстетических целях. Вода в них не предназначена для купания или питья и не удовлетворяет соответствующим нормам, а возникновение заболеваний обусловлено элементарной безграмотностью отдыхающих.

Определенную опасность представляет радиоактивное загрязнение водных объектов, используемых в рекреационных целях. В зависимости от вида использования водоема радиоактивные вещества могут поступать в организм человека контактным/бесконтактным способом, оральным или эпидермальным путем или через трофические цепи «вода → рыба → человек» и «вода → донные отложения → бентос → млекопитающие/птицы → человек». Увеличение радиоактивности вод вследствие поверхностного смыва или взмучивания донных отложений выступает лимитирующим фактором, а в некоторых случаях вызывает необходимость полного исключения проведения рекреационной деятельности на отдельных участках бассейнов р. Днепр и Припять.

В отдельную группу, напрямую не связанную с основными факторами, можно выделить потенциальную возможность возникновения заболеваний при использовании бутилированной воды, не соответствующей стандартам качества при нарушениях в ее производстве, при неправильном хранении или использовании некачественной упаковки.

Бутилированная вода является одним из альтернативных источников чистой питьевой воды, особенно в тех случаях, когда качество водопроводной не соответствует стандартам. Она имеет ряд преимуществ по сравнению с водопроводной. Водопроводная вода подвергается хлорированию, в связи с чем свойства ее ухудшаются. Бутилированная же вода проходит фильтрование и озонирование, что не отражается на ее вкусовых свойствах.

В то же время товаропроизводитель по ряду причин не всегда указывает на бутылочных этикетках реальный состав и свойства воды. Оригинальные названия такого товара («кристальная», «родниковая» и др.) совершенно не отражают сути содержимого. Зачастую не соответствует качеству и сама тара, долгосрочное взаимодействие воды с которой приводит к ухудшению качества последней. В некоторых случаях в воде может фиксироваться повышенное содержание хлоридов, карбонатов, свинца, кадмия.

Исследованиями установлено, что указание на этикетках отдельных торговых марок («Улыбка», «Дарида» и др.) в наименовании минеральной воды как лечебно-столовой не соответствует приведенному на них составу, где указывается содержание фтора 3,0–3,3 мг/дм^3. Эти воды должны применяться только под контролем врача, поскольку при такой концентра-

ции фтора они относятся к лечебным питьевым, в которых верхний его предел определяется в 5 мг/дм^3.

15.7. Стандартизация качества поверхностных и подземных вод

Согласно статье 13 Конституции Республики Беларусь, принятой 24 ноября 1996 г., воды составляют исключительную государственную собственность. Основополагающим документом, регулирующим водные отношения, является Водный кодекс Республики Беларусь. Кодекс Республики Беларусь о недрах обеспечивает проведение единой государственной политики в области использования и охраны вод.

Вопросы стандартизации и нормирования в области использования и охраны вод, размещения, проектирования и строительства, а также ввода в эксплуатацию объектов, влияющих на состояние вод, закреплены в статьях 12–18 Водного кодекса Республики Беларусь и других нормативных документах (СанПиН, СНиП, ГОСТ).

Важное место в системе водно-экологических проблем занимает закон «О государственной экологической экспертизе». Основными принципами экспертизы являются приоритет охраны здоровья человека, сохранение экологического равновесия, генофонда и биологического разнообразия. Закон предписывает планирование и осуществление природоохранных мероприятий в проектной документации.

Правила выбора источников питьевого водоснабжения регламентируются ГОСТ 2761–84 «Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора». При организации хозяйственно-питьевого водоснабжения предпочтение отдается подземным водам.

В местах нахождения месторождений подземных вод, которые используются или могут быть использованы для водоснабжения и лечебных целей, не допускается устройство накопителей твердых и жидких отходов, полигонов твердых бытовых и промышленных отходов, а также размещение кладбищ, скотомогильников и строительство других объектов, которые могут быть источником загрязнения этих вод.

Принципы подсчета, оценки и государственного учета эксплуатации запасов и прогнозных ресурсов подземных вод по

степени их изученности, подготовленности для дальнейшего исследования и хозяйственного использования регламентируются «Классификацией эксплуатационных и прогнозных ресурсов подземных вод» (2001).

Государственный баланс запасов пресных подземных вод Республики Беларусь составлен на основании статей 11 и 79 Кодекса Республики Беларусь о недрах, в соответствии с «Положением о порядке составления и утверждения государственных балансов запасов полезных ископаемых и геотермальных ресурсов недр», утвержденным Постановлением Совета Министров Республики Беларусь № 292 от 30 марта 2009 г.

Проектирование сооружений для разработки месторождений подземных вод разрешается при наличии разрешений на спецводопользование. Выдача разрешений производится в соответствии с Инструкцией о порядке согласования и выдачи разрешений на специальное водопользование НВН 33-5.1.02-83 (утверждена Приказом Минводхоза СССР № 354 от 30 декабря 1983 г.) и Положением о порядке выдачи разрешений на специальное водопользование (утверждено Постановлением Совета Министров Республики Беларусь № 669 от 7 мая 1999 г.).

Проектирование водозаборов осуществляется в соответствии со строительными нормами и правилами СНиП 2.04.03-84 «Водоснабжение. Наружные сети и сооружения».

Сосредоточенный отбор подземных вод в результате понижения уровней грунтовых вод приводит к изменениям в состоянии основных компонентов природной среды, и в первую очередь к сокращению речного стока, снижению урожайности сельхозкультур, изменению почвенного покрова, ухудшению условий произрастания древесной растительности и др. В связи с этим в перечень видов и объектов хозяйственной и иной деятельности, для которых оценка воздействия на окружающую среду планируемой хозяйственной и иной деятельности проводится в обязательном порядке, включены групповые водозаборы подземных вод производительностью более 30 тыс. $м^3$ в сутки и более.

При необходимости ликвидации буровых скважин действуют правила санитарно-технической ликвидации (тампонажа) буровых скважин (утверждены Госкомприроды БССР, Управлением геологии БССР, главным санитарным врачом БССР 25 мая 1967 г.).

Охрану подземных вод от загрязнения и истощения регламентируют в первую очередь Водный кодекс, закон «Об охране

окружающей среды», Положение об охране подземных вод (1985), СТБ 17.1.3.05-99 «Охрана природы. Гидросфера. Охрана поверхностных и подземных вод от загрязнения при хранении нефти и нефтепродуктов. Общие требования», СТБ 17.1.3.06-2000 «Охрана природы. Гидросфера. Охрана подземных вод от загрязнения. Общие требования», ГОСТ 17.1.1.01–77 «Охрана природы. Гидросфера. Использование и охрана вод. Основные термины и определения». В качестве ведущих принципов в области охраны окружающей среды закон закрепляет приоритет охраны жизни и здоровья человека в сравнении с другими целями природопользования, обеспечение прав граждан на благоприятную окружающую среду, научно обоснованное сочетание экологических и экономических интересов, вводит экономический механизм природопользования и процесс государственной экологической экспертизы, определяет нормативно-техническое и экологическое обеспечение охраны окружающей среды и другие нормы.

Охрана источников питьевого водоснабжения от загрязнения, засорения, истощения и (или) повреждения является обязательным условием обеспечения надлежащего качества питьевой воды и достигается выполнением санитарных, экологических и иных требований и мероприятий по предотвращению загрязнения, засорения и (или) истощения подземных водных объектов, а также созданием зон санитарной охраны источников питьевого водоснабжения, соблюдением режима, предусмотренного для этих зон.

Зоны санитарной охраны устанавливаются для всех источников независимо от форм собственности в целях предупреждения их случайного или умышленного загрязнения, засорения и (или) повреждения. Организация зон санитарной охраны, их проектирование и эксплуатация, установление границ входящих в них территорий (поясов и зон) и режимов охраны вод, определение комплекса санитарно-охранных и экологических мероприятий, в том числе ограничений и запретов на различные виды деятельности в пределах каждого пояса, регламентируются законом «О питьевом водоснабжении», Водным кодексом Республики Беларусь, СанПиН 10-124 РБ 99, СНиП 2.04.02-84.

Для оценки возможности использования воды водных объектов для целей водопользования устанавливаются нормативы качества воды, включающие общефизические, биологические, химические показатели качества и предельно допустимые кон-

центрации веществ в воде водных объектов для различных целей водопользования.

В основе нормирования качества воды лежат три критерия вредности:

- влияние на общий санитарный режим водного объекта;
- влияние на органолептические свойства воды;
- влияние на здоровье населения.

Влияние на общий санитарный режим оценивается по способности водоема к самоочищению, интенсивности процессов минерализации азотосодержащих соединений, интенсивности развития и отмирания водорослей.

После изучения всех критериев ПДК устанавливается по наиболее значимому (лимитирующему) показателю вредности.

Требования к качеству питьевых вод и методам контроля качества содержат ряд документов. Наиболее общие требования отражены в законе «О санитарно-эпидемиологическом благополучии населения» (2000). При этом санитарно-эпидемиологическое благополучие определено как состояние здоровья общества, при котором не проявляется опасное и вредное влияние среды обитания и ее факторов на организм человека. Среда обитания рассматривается как часть окружающей среды, включающая водные объекты, питьевую воду и т.п. Закон «О питьевом водоснабжении», а также СТБ 1188-99 «Вода питьевая, общие требования к организации и методам контроля качества», СанПиН 10-124 РБ 99 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества», СанПиН 8-83-98 РБ 98 «Требования к качеству воды при нецентрализованном водоснабжении», СанПиН 42-121-4130-86 «Санитарные нормы предельно допустимого содержания вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования» конкретизируют вопросы контроля и качества подземных вод как источников питьевого водоснабжения.

Согласно СанПиН 10-124 РБ 99 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества», питьевая вода должна быть безопасна в эпидемическом и радиационном отношении, безвредна по химическому составу и иметь благоприятные органолептические свойства.

Безопасность питьевой воды в эпидемическом отношении определяется отсутствием в ней болезнетворных бактерий, ви-

русов и простейших микроорганизмов, ее соответствием нормативам по микробиологическим и паразитологическим показателям.

Безвредность питьевой воды по химическому составу определяется ее соответствием нормативам:

- по обобщенным показателям и содержанию вредных химических веществ, наиболее часто встречающихся в природных водах на территории Республики Беларусь, а также веществ антропогенного происхождения, получивших глобальное распространение: например, общая минерализация, НП, Cl^-, SO_4^{2-}, Cr^{6+}, Hg (суммарно), As (суммарно), нитраты (по NO_3^-) и др.;
- содержанию вредных химических веществ, поступающих в воду и образующихся в процессе ее обработки в системе водоснабжения (например, хлор, хлороформ, формальдегид и др.);
- содержанию вредных химических веществ, поступающих в источники водоснабжения в результате хозяйственной деятельности человека.

Органолептические свойства воды (запах, привкус, цветность, мутность) также должны соответствовать установленным нормативам.

Критерии к качеству воды при нецентрализованном водоснабжении в общем виде аналогичны критериям к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Кроме того, СанПиН 8-83-98 РБ 98 содержит требования к выбору места расположения водозаборных сооружений нецентрализованного водоснабжения, к их устройству и оборудованию, содержанию и эксплуатации.

15.8. Мониторинг подземной гидросферы

Мониторинг подземных вод (МПзВ) Республики Беларусь представляет собой комплексную систему сбора, накопления, хранения, обработки информации о состоянии подземной гидросферы под влиянием естественных и техногенных факторов с целью решения общегосударственных задач охраны окружающей среды и рационального недропользования.

Объектами наблюдения при проведении мониторинга подземных вод в Беларуси являются грунтовые и артезианские подземные воды. Пункты наблюдений – скважины, которые

оборудованы на разные водоносные горизонты или слабопроницаемые разделяющие слои и входят в состав гидрогеологических постов.

Цель мониторинга подземных вод – обеспечение всех уровней управления эколого-гидрогеологической информацией для принятия оперативных решений и определения стратегии использования ресурсов подземной гидросферы. Для оценки экологического состояния подземной гидросферы республики, планирования и осуществления водохозяйственных и водоохранных мероприятий необходимы данные о водных ресурсах, использовании и качестве вод.

Материалы, получаемые в результате МПзВ, являются основой Государственного водного кадастра (ГВК). Они необходимы:

- для учета водного фактора при размещении промышленных предприятий;
- составления схем использования и охраны водных ресурсов;
- проектирования водохозяйственных сооружений;
- обеспечения международного сотрудничества в области использования и охраны гидросферы;
- разработки эколого-гидрогеологических мероприятий;
- осуществления государственного контроля за рациональным использованием и охраной водных ресурсов.

Информационные ресурсы ГВК являются официальными данными. Их состав, сроки и формы представления установлены «Технологической схемой ведения ГВК в системе Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды», утвержденной 23 октября 1995 г. (Мониторинг окружающей среды, 2012).

Основные задачи мониторинга подземных вод:

- сбор, обработка, анализ и хранение информации о количественных и качественных показателях подземных вод;
- проведение комплексной оценки основных водоносных горизонтов и комплексов по количественным и качественным показателям и прогнозирование их изменения под воздействием природных и антропогенных факторов;
- ведение базы данных мониторинга подземных вод;
- подготовка сообщений, бюллетеней и других информационных материалов о состоянии подземных вод;
- представление информации, полученной в результате проведения мониторинга подземных вод, республиканским органам государственного управления, местным исполнитель-

ным и распорядительным органам, научным учреждениям, юридическим лицам и гражданам.

Мониторинг подземных вод является составной частью информационной системы мониторинга гидросферы, одного из видов Национальной системы мониторинга окружающей среды Республики Белорусь (НСМОС РБ). Комлексный характер МПзВ позволяет разработать оптимальные схемы улучшения качества воды, схемы ликвидации очагов загрязнения и захоронения отходов, оптимизировать режимную сеть, реконструировать скважины и оптимизировать водоотбор, оптимизировать поисково-разведочные работы на воду, оценить риск принятия решений, осуществлять контроль за состоянием геологической среды.

Значение вклада МПзВ в общую систему НСМОС трудно переоценить, так как вода является, с одной стороны, объектом и источником загрязнения, с другой – в силу своей мобильности – переносчиком разного рода поллютантов.

Поскольку формирование качества подземных вод в значительной степени определяется смежными природными компонентами (атмосферными осадками, поверхностными водотоками, почвами и др.), сведения о состоянии и составе последних необходимы при оценке, анализе и прогнозе качества подземных вод.

Несогласованность расположения объектов наблюдения различных подсистем НСМОС, в частности для исследований состояния почвенного покрова и контроля загрязнения почв, изучается в подсистеме земельного мониторинга. В то же время эти сведения определяют возможность поступления в грунтовые воды выявленных компонентов-загрязнителей. В МПзВ должны одновременно предусматриваться все виды контроля (за почвами и водой в комплексе) рядом с объектами подсистемы.

Информация о МПзВ (уровни подземных вод, химический состав) анализируется в информационно-аналитическом центре мониторинга подземных вод (ИАЦ МПзВ (отдел мониторинга РУП БелНИГРИ)), затем поступает в Главный информационно-аналитический центр мониторинга окружающей среды (ГИАЦ (БелНИЦ «Экология»)) и Государственный геологический фонд.

Сеть МПзВ делится на фоновую, региональную, локальную и трансграничную (см. форзац и табл. 24).

Таблица 24

Распределение пунктов наблюдений оптимизированной сети мониторинга подземных вод по речным бассейнам (Мониторинг окружающей среды, 2012)

Бассейн	Количество постов		Количество скважин		Ранг					
					национальный		фоновый		трансграничный	
	действующих	законсервированных	действующих	законсервированных	Действующие посты	Законсервированные посты	Действующие посты	Законсервированные посты	Действующие посты	Законсервированные посты
Зап. Двина	6	2	26	6	2	–	2	–	2	2
Зап. Буг	11	–	54	38	4	–	2	–	5	–
Неман	29	3	109	57	19	2	8	–	2	1
Припять	25	4	74	31	21	4	3	–	1	–
Днепр	23	3	86	39	18	–	2	1	2	2
Всего	94	12	349	171	64	6	17	1	13	5
	106		520		70		18		18	

Фоновая сеть предназначена для изучения естественного (фонового) режима подземных вод. Включает 26 действующих гидрогеологических постов (185 скважин), расположенных на территориях биосферных заповедников, заказников либо в районах, не имеющих масштабных проявлений техногенеза.

Региональная сеть служит для изучения особенностей формирования подземных вод на основных типах природно-техногенных комплексов. В ее состав входят 176 скважин, пробуренных на основные водоносные горизонты (всего 29 гидрогеологических постов). К этой сети относятся и скважины, расположенные на водозаборах (22 участка, объединяющие 309 наблюдательных и наблюдательно-эксплуатационных скважин).

Локальная сеть наблюдений состоит в основном из скважин ПО «Белгеология». Кроме режимной сети ПО «Белгеология» существует локальная сеть других субъектов хозяйствования, в частности крупные промышленные предприятия в г. Солигорск, Гродно, Гомель, Полоцк, Мозырь, Микашевичи. Крупные животноводческие комплексы содержат собственные режимные сети, на которых ведется контроль за уровнями и качеством подземных вод.

Состав контролируемых показателей МПзВ и дискретность наблюдений приведены в табл. 25.

Таблица 25

Параметры мониторинга подземных вод в Беларуси

Ранг поста наблюдений	Показатели	Периодичность
1	2	3
Фоновый и региональный	*Подземные воды*: pH, Eh, содержание главных ионов, минерализация, содержание железа, марганца, фтора, олова, соединений азота, растворенных органических веществ, содержание общего органического углерода *Почвогрунты*: содержание марганца, фтора, цинка, ртути, свинца, мышьяка, кадмия, селена, меди, хрома, стронция-90, канцерогенных веществ, бенз(а)пирена и др., pH, остаточных пестицидов	На постах фонового ранга – 1 раз в год, регионального – 1–2 раза в год На постах фонового ранга – 1 раз в 3–5 лет, регионального – 1 раз в 3 года

Окончание табл. 25

1	2	3
Фоновый	Содержание ртути, свинца, мышьяка, кадмия, бенз(а)пирена, пестицидов	1 раз в год
	Уровень подземных вод, температура воды	1 раз в месяц
Региональный	Содержание ртути, свинца, мышьяка, кадмия, бенз(а)пирена, пестицидов, меди, цинка, марганца, молибдена, селена, ванадия, никеля, хрома	1–2 раза в год
	Уровень подземных вод, температура воды	3–5 раз в месяц

В последнее время режимная наблюдательная сеть ПО «Белгеология» значительно сократилась за счет ликвидации или консервации пунктов наблюдений. В то же время на основании выявленных тенденций изменения качества грунтовых вод и первых от поверхности напорных горизонтов следовало бы организовать наблюдения нижележащих горизонтов, которые зачастую являются источниками водоснабжения и к качеству которых предъявляются повышенные требования. В целом с учетом информационных потребностей размещение сети достаточное и репрезентативное.

Документация включает паспорта скважин, паспорта месторождений подземных вод, учетные карточки водозаборов подземных вод, учетные карточки физических свойств и химического состава воды, учетные карточки микрокомпонентов воды (формы ГВК2-51, ГВК2-31, ГВК2-5, ГВК2-41, ГВК2-42).

Субъектами мониторинга подземных вод являются Министерство природных ресурсов и экологии, Министерство здравоохранения, Министерство жилищно-коммунального хозяйства, их органы на местах, входящие в сферу управления этих министерств.

Ведение натурных наблюдений за состоянием подземных вод, первичный контроль и обработку исходных данных в пределах своих полномочий осуществляют Министерство природных ресурсов и экологии, Министерство здравоохранения, Министерство жилищно-коммунального хозяйства, их органы на местах, другие субъекты хозяйствования, имеющие на балансе сеть наблюдательных скважин.

Министерство природных ресурсов и экологии выполняет:

● наблюдения за состоянием подземных вод и их ресурсов в естественных и слабонарушенных условиях;

● наблюдения за состоянием подземных вод, их ресурсов и запасов в районах сосредоточенного водоотбора и других техногенных воздействий.

Министерство жилищно-коммунального хозяйства проводит наблюдения за отбором и качеством подземных вод на подведомственных водозаборах и режимной сети скважин.

Министерство здравоохранения осуществляет:

● наблюдения за качеством подземных вод на скважинах хозяйственно-питьевого и сельскохозяйственного водоснабжения;

● контрольные наблюдения за качеством воды на водозаборах подземных вод, подведомственных Министерству жилищно-коммунального хозяйства.

Головная организация по ведению мониторинга подземных вод – РУП «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт» (БелНИГРИ) ПО «Белгеология». Непосредственное участие в работах принимает лаборатория динамики и ресурсов подземных вод.

Информация с гидрогеологических постов собирается сотрудниками центральной гидрогеологической партии, входящей в состав Белорусской геолого-гидрогеологической экспедиции (БГЭ). Информационно-аналитический центр данного подвида находится в БелНИГРИ.

Финансирование системы МПзВ осуществляется из госбюджета РБ, иногда из внебюджетных фондов, редко за счет других источников. Средства для проведения работ, связанных с созданием и ведением МПзВ, выделяются Минфином в соответствии с ежегодными заявками субъектов мониторинга.

Работы по ведению МПзВ являются плановыми и финансируются в установленном порядке. Порядок планирования работ в рамках МПзВ – общий для других видов НСМОС РБ.

Лаборатории по определению качественного и количественного состава подземных вод относятся к системам субъектов, ведущих МПзВ:

● центральная геологическая лаборатория ПО «Геология» Министерства природных ресурсов и экологии;

● ведомственные лаборатории, Институт санитарии и гигиены, областные и районные СЭС Министерства здравоохранения;

● лаборатории Министерства жилищно-коммунального хозяйства (используют в основном данные Министерства здравоохранения).

Общее состояние лабораторно-аналитической базы оценивается как удовлетворительное, аналитические лаборатории аккредитованы и сертифицированы.

Технологическая схема МПзВ представляется на примере ведения Государственного водного кадастра (ГВК) подземных вод. Ведение кадастра осуществляется на двух уровнях:

● исходном, который обеспечивается геологическими партиями ПО «Геология»;

● республиканском (БелНИГРИ).

Геологические партии обеспечивают ведение ГВК в рамках своей деятельности и передают данные на республиканский уровень. БелНИГРИ ведет работы по всей территории Беларуси и предсталяет данные в ЦНИИКИВР.

Геологические партии проводят:

● паспортизацию месторождений подземных вод;

● сбор и систематизацию данных о режиме уровня, дебите, физико-химическим показателям состава подземных вод;

● инвентаризацию и паспортизацию источников и объектов загрязнения подземных вод по водозаборам и объектам режимной сети.

В компетенцию БелНИГРИ входят:

● анализ и систематизация данных о режиме уровня подземных вод, влиянии техногенной деятельности на качество подземных вод;

● анализ, систематизация и обобщение данных о состоянии водных объектов по республике в целом, анализ соответствия данных по сопредельным территориям, составление карт и паспортизация водоносных горизонтов и бассейнов подземных вод;

● подготовка к изданию публикуемой части ГВК по разделу «Ежегодные данные о запасах и качестве подземных вод» с использованием данных Министерства здравоохранения о биологических критериях качества (санитарно-микробиологических и токсикологических) подземных вод, используемых для водопользования населения;

● подготовка к изданию публикуемой части ГВК по разделу «Ежегодные данные о режиме подземных вод».

Подсистема МПзВ представляет собой базу данных, предназначенную для хранения, систематизации и накопления ин-

формации, проведения схематизации гидрогеологических условий, контроля и прогноза состояния подземной гидросферы под влиянием техногенных факторов.

В информационно-аналитический центр поступает два потока информации. Первый – формализованные данные из автоматизированной системы Государственного водного кадастра (АИС ГВК). Состав данных, сроки и формы их представления установлены Технологической схемой ведения ГВК.

В настоящее время в АИС ГВК накоплена следующая информация:

- условно-постоянная:

– паспортные данные гидрогеологических скважин (наблюдательные скважины естественного и нарушенного режима, эксплуатационные, разведочно-эксплуатационные скважины на водозаборах, разведочные скважины на месторождениях подземных вод;

– паспортные данные месторождений подземных вод;

– паспортные данные водозаборов;

- ежегодные данные:

– гидрохимические анализы подземных вод на гидрогеологических наблюдательных скважинах естественного и слабонарушенного режима;

– режимные наблюдения за уровнями подземных вод по скважинам естественной наблюдательной сети;

– величина отбора подземных вод водопользователями с пересчетом распределения по водоносным горизонтам;

– величина отбора подземных вод по водоносным горизонтам в границах административных районов;

– водоотбор по водозаборам;

– эксплуатационные запасы подземных вод по административным участкам.

Второй поток информации – это гидрогеологические и геологические данные в первичных документах и отчетах, формы представления которых отличаются большим разнообразием.

Действующие модели постоянно пополняются информацией об условиях и факторах гидрогеологических процессов и в комплексе с целевыми задачами рационального использования гидросферы являются информационным стержнем системы МПзВ.

Региональная геофильтрационная модель многоразового использования «Belarus» 1 : 500 000 реализована на PC IBM «Pentium» на базе сервисных и вычислительных программ

(Exel, Grafer, Serfer, FH-8, Topsin-1, Topsin-2, Topaz-HC), входящих в автоматизированную систему, разработанную в БелНИГРИ. В состав региональной модели фильтрации подземных вод и массопереноса входят разномасштабные многофункциональные модели-врезки месторождений подземных вод г. Минск, Гомель, Гродно, Брест, Витебск, Полоцк, Мозырь, Барановичи, Слоним, Солигорск, Новолукомль и других конкретных объектов.

Меры по совершенствованию мониторинга подземных вод:

- придание режимной сети наблюдательных скважин государственного статуса;
- ведение совместного мониторинга приграничных территорий сопредельных государств;
- дальнейшее оборудование пунктов наблюдений автоматизированными приборами для измерения уровней и температуры воды, позволяющими получать более достоверные исходные данные;
- развитие и совершенствование автоматизированной системы базы данных мониторинга подземных вод в соответствии с современными информационными технологиями;
- создание комплексного мониторинга, т.е. увязка мониторинга подземных вод с другими видами мониторинга в составе Национальной системы мониторинга окружающей среды;
- прогнозирование изменения качества подземных вод в естественных условиях и на участках загрязнений.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем сущность современной трактовки понятий «охрана подземных вод» и «защита подземных вод»?
2. В чем заключаются причины, последствия, меры предотвращения истощения запасов подземных вод?
3. Какие виды загрязнения подземных вод можно выделить?
4. Каковы причины и источники загрязнения подземных вод?
5. Что понимается под защищенностью подземных вод?
6. В чем состоят принципы организации зон (поясов) санитарной охраны водозаборов? Как проводятся защитные мероприятия?
7. Какие принципы положены в основу гидрогеоэкологического районирования территории Беларуси (назовите основные таксономические единицы)?

8. Какие заболевания человека связаны с использованием некачественной воды?
9. Что понимается под стандартизацией качества подземных вод?
10. Что представляет собой мониторинг подземной гидросферы?

16. Водообеспечение. Типы водозаборных сооружений

16.1. Понятие о водообеспечении

История водообеспечения насчитывает несколько тысячелетий. Еще в Древнем Египте для получения подземных вод строились весьма глубокие колодцы, оборудованные простейшими механизмами для подъема воды, использовались гончарные, деревянные и даже металлические (медные и свинцовые) трубы. В античном Риме имелись уже довольно крупные централизованные системы водообеспечения: сохранились акведуки, служившие для перехода самотечных водопроводных каналов через овраги и долины.

При раскопках в Новгороде был обнаружен водопровод из деревянных труб, время постройки которого относится к концу XI – началу XII в. Имеются сведения о самотечном водопроводе из гончарных труб, построенном в Грузии в XIII в. В XV в. сооружен родниковый водопровод для Московского Кремля. В первой половине XVIII в. построены водопроводные сооружения в Петербурге, Петергофе, Царском Селе.

Водообеспечение как совокупность мероприятий по обеспечению водой населения, промышленных предприятий, транспорта и прочих потребителей выросло в самостоятельную отрасль промышленности.

Приборы и устройства, обеспечивающие здания и сооружения водой, стали частью сложных систем, требующих научного подхода при проектировании, создании и эксплуатации.

Выбор типа водозаборных сооружений и схемы их размещения зависит от глубины залегания водоносного пласта, его мощности и водообильности, условий залегания, геологических и гидрологических условий. При проектировании новых и расширении существующих водозаборов должны учитываться условия взаимодействия их с существующими и проектиру-

емыми водозаборами на соседних участках, а также их влияние на окружающую природную среду (поверхностный сток, растительность и др.). Сооружения, применяемые для захвата подземных вод, подразделяются на следующие группы: скважины, шахтные колодцы, горизонтальные водозаборы, лучевые водозаборы, каптаж источников.

Водозаборные скважины и шахтные колодцы широко применяют при эксплуатации как безнапорных, так и напорных подземных вод. Шахтные колодцы используют чаще при небольших объемах потребления и глубине залегания подземных вод до 20–30 м. Эффективное использование водозаборных скважин возможно при глубине подошвы водоносного слоя более 8–10 м и при минимальной его мощности 1–2 м. Эффективность их применения возрастает с глубиной залегания вод: при этажном залегании водоносных горизонтов, когда один или несколько из них являются источниками водоснабжения, скважины становятся незаменимыми. Горизонтальные водозаборы могут применяться при неглубоком залегании водоносного пласта небольшой мощности. Зачастую их использование позволяет добиться более высокого эффекта в заборе воды, чем использование вертикальных водозаборов. Горизонтальные водозаборы в виде дренажных труб и галерей, применяемые для захвата грунтовых вод, укладывают в вырытые канавы и располагают на глубине не более 5–8 м. Горизонтальные лучевые водозаборы пробуривают из центральной шахты – камеры и чаще применяют для захвата грунтовых вод, а в последнее время – и для захвата напорных вод на глубине 20–30 м. Каптажные сооружения предназначены для приема воды из восходящих и нисходящих источников (ключей, родников). В зависимости от условий выхода на поверхность Земли из водоносного горизонта каптажи могут иметь различную конструкцию: в виде дренажных труб со сборным колодцем и камерой, одной каптажной камеры, а иногда в виде шахты с отводной трубой.

К водозаборам систем водоснабжения предъявляются следующие *требования*.

1. Водозаборные сооружения должны обеспечивать подачу воды потребителю в необходимом объеме и требуемого качества. Бесперебойность подачи воды при выбранной обеспеченности должна быть гарантирована при самых неблагоприятных возможных сочетаниях гидрологических, технологических и других условий.

2. Водозаборные сооружения должны: обеспечивать забор из водоисточника и подачу ее потребителю; защищать систему водоснабжения от попадания в нее сора, водорослей, планктона, биологических обрастателей, наносов, льда и т.п.; защищать молодь рыб от проникновения в водозаборные сооружения.

3. Водозаборные сооружения хозяйственно-питьевого назначения должны удовлетворять санитарным требованиям. В местах расположения этих сооружений организовывают зоны санитарной охраны.

4. Водозаборные сооружения должны быть прочными, долговечными, устойчивыми, простыми в строительстве, удобными в эксплуатации и экономичными.

При выборе источника централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения прежде всего рассматривают подземные воды, залегающие в горных породах верхнего слоя земной коры. Вначале изучают возможность использования межпластовых напорных вод, затем межпластовых безнапорных, далее трещинно-карстовых и грунтовых вод.

16.1.1. Горизонтальные водозаборы

Горизонтальные водозаборы применяют при небольшой глубине залегания водоносного пласта (до 5–8 м) и малой его мощности. Они представляют собой дренажные трубы или галереи (рис. 40), размещаемые в пределах водоносного пласта на подстилающем водоупоре перпендикулярно направлению грунтового потока. Вокруг дренажных труб или галерей сооружают гравийные фильтры. Вода, фильтруемая из грунта в дренажные трубы или галереи, поступает по ним в водосборный колодец (резервуар), откуда откачивается насосами. На водосборных линиях через каждые 25–50 м предусматривают смотровые колодцы.

Горизонтальные водозаборы появились значительно раньше вертикальных. И, что характерно, они возникли в странах с засушливым жарким климатом. «Самое удивительное сооружение для получения воды в пустыне, – пишет В. Н. Кунин, – это, конечно, подземные дренажные галереи – туннели. В разных странах их называют по-разному: кяриз, канат, фоггара и так далее. Но они всюду в принципе одинаковы. Кяризов, видимо, никто не считал, но, например, для Ирана – классической страны кяризов – называют цифру порядка 30 тыс. Сум-

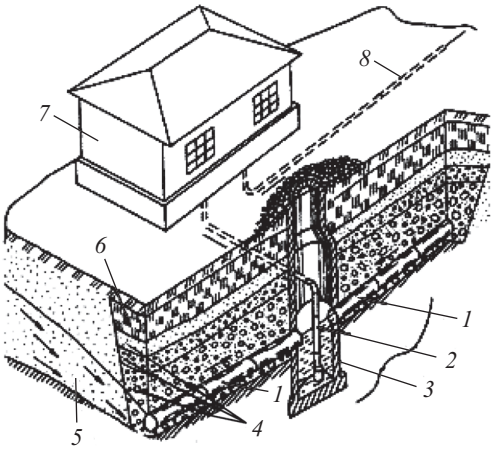


Рис. 40. Горизонтальный водозабор:

1 – водосборная труба; *2* – всасывающий трубопровод; *3* – колодец; *4* – слои гравия; *5* – водоносный грунт; *6* – глина; *7* – насосная станция; *8* – труба подачи воды на участок

марная же длина всех подземных выработок кяризов составляет, вероятно, около 500 тысяч километров». Кяризы с давних времен служат для целей водоснабжения и орошения в Азербайджане, Туркмении, Узбекистане, Крыму. Длина некоторых из них достигает целого километра, а дебит – 200–300 м^3/с.

Особенностью кяриза (иначе кяхриза) является остроумное использование рельефа местности (рис. 41). Обычно он строится на косогорном участке. В водоносном пласте устраивается водосборная подземная штольня, укрепленная от обрушения камнем или деревом. За водосборным участком идет водопроводящая галерея, уклон которой делается меньшим уклона поверхности Земли. Благодаря этому собранная из грунта вода самотеком выводится наружу и поступает в водосборный канал или водоем. С поверхностью Земли горизонтальную часть кяриза соединяют вертикальные колодцы, которые устраиваются по длине водозабора с интервалом от 10 до 50 м.

При залегании водоносных пластов глубже 5–8 м горизонтальные водозаборы строить невыгодно.

Одним из серьезных недостатков горизонтальных водозаборов является их сравнительно низкая водозахватная способность (т.е. производительность, отнесенная к единице длины

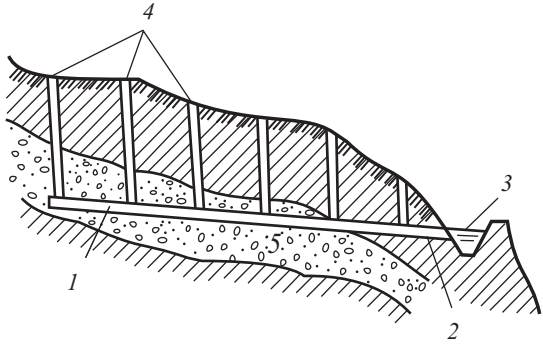


Рис. 41. Кяриз:

1 – водосборная штольня; *2* – водоотводящая галерея; *3* – водоприемный канал (водоем); *4* – смотровые колодцы; *5* – водоносный пласт

водозабора). Действительно, обеспечить глубокое заложение горизонтального водозабора не удается: отрыть траншею на большую глубину и поддерживать от оплывания на время строительства ее откосы – дело далеко не простое. Не говоря уж о том, что для качественной укладки водоприемной трубы и гравийно-песчаной обсыпки нередко требуется откачивать из траншеи постоянно поступающую в нее воду, что тоже часто бывает затруднительно. А раз глубоко расположить водозабор не удается, значит, нельзя и обеспечить достаточно большой напор воды, с которым непосредственно связана производительность водозабора.

И еще один недостаток горизонтального водозабора: во время его эксплуатации неизбежно происходит засорение, заиление труб, их коррозия и отложение солей. В отличие от вертикальных водозаборов, открытых сверху, очистить уложенную под землей трубу нелегко. Особенно при ее большой длине. Делают это с помощью вертикальных ремонтных и смотровых колодцев.

16.1.2. Шахтные колодцы

«Колодезь, колодец, – объяснял в конце XIX в. В. Даль, – это яма, вырытая до водяной жилы, для воды, и одетая срубом, или камнем, а иногда и цельной дуплястой колодой, от чего или от водопойной колоды, и самое название».

Да, именно так и строился колодец: вручную отрывался шурф (или «дудка», как его еще именовали); чтобы не обваливались стенки, их укрепляли шпунтовым ящиком, бревенчатым срубом, каменной кладкой или деревянной трубой – бревном (колодой) с выдолбленной сердцевиной. На крепление шли дуб, вяз, сосна, ольха, лиственница.

Однако история возникновения водозаборных колодцев началась задолго до их появления на Руси. Еще в глубокой древности, при египетских фараонах, рыли колодцы в долине Нила. Античный историк Олимпиодор упоминает о подземных водозаборах Фиванского оазиса, которые послужили основой возвышения Среднего и Нового царства. Некоторые из этих колодцев существуют и поныне.

Обычно шахтные колодцы глубокими не бывают. Однако в засушливых районах зачастую водоносные горизонты залегают на большой глубине от поверхности Земли. Поэтому для того, чтобы добраться до них, приходится устанавливать шахтный ствол иногда на несколько десятков метров вниз. Вот что пишет по этому поводу известный специалист по гидрогеологии пустынных зон Земли член-корреспондент АН СССР В.Н. Кунин: «Житель пустыни умел добывать подземные воды с большой глубины, он сооружал глубокие колодцы. Мне однажды пришлось встретить колодец глубиной около 270 м, сооруженный неграмотным мастером. А колодцев глубже 100 м в пустынных и полупустынных районах – множество».

Шахтными колодцы называются потому, что для подъема воды из таких колодцев устраивают шахты (срубы) из дерева, бетона или железобетона, камня, бурого железняка или очень хорошо обожженного кирпича, но не белого, который быстро разрушается от воды или сырости, для приема обычно безнапорных вод при относительно небольшой глубине их залегания (до 40 м). Шахтные колодцы состоят из оголовка (верхней части), ствола (самой длинной части), водоприемной части (которая находится в самой воде) и зумпфа (нижней части ствола, который устраивают в случае, когда постоянно требуется запас воды). В зависимости от материалов, применяемых для устройства ствола, шахтные колодцы бывают деревянными, бетонными, кирпичными, каменными (см. рис. 40).

Обычно шахтные колодцы не доходят до водоупора (колодцы несовершенного типа) и получают воду через днище и от-

верстия в стенках (рис. 42). Такие колодцы имеют значительную площадь поперечного сечения и небольшую вертикальную часть. На дне и в отверстиях стен шахтных колодцев размещают фильтры для предотвращения попадания в них частиц породы.

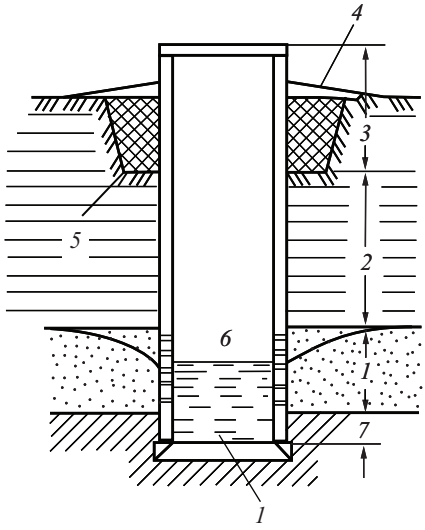


Рис. 42. Шахтный колодец:

1 – водоприемная часть; *2* – ствол колодца; *3* – оголовок; *4* – отмостка; *5* – глиняный замок; *6* – динамический уровень воды; *7* – отстойник колодца

Колодцы устраивают из монолита или из железобетонных колец, которые могут быть как круглыми, так и прямоугольными. Если нет проблем в регионе застройки с деревом, то можно сделать колодец в виде сруба из полубревен или брусьев. Стенки колодца из полубревен или брусьев должны быть плотными и хорошо изолировать колодец от загрязнения воды поверхностным стоком, поэтому верхняя часть колодца должна быть выше поверхности грунта на 80 см. Вокруг колодца необходимо сделать замок из глины или суглинка глубиной 2 м и шириной 1 м. Колодцы могут быть с ручным приводом, но для подачи воды из колодца лучше использовать имеющиеся в продаже электронасосы, предназначенные для автономных систем водоснабжения.

16.1.3. Трубчатые колодцы

Трубчатые колодцы применяют при глубоком залегании водоносных пластов и их значительной мощности. Отличительная особенность таких колодцев – малый диаметр и большая длина цилиндрической части. Они могут быть использованы для получения подземных безнапорных и напорных вод (рис. 43).

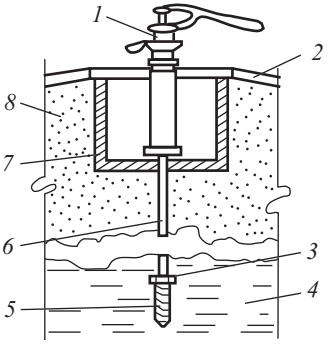


Рис. 43. Трубчатый колодец:

1 – ручной насос; *2* – отмоска из бетона; *3* – фильтр из перфорированной трубы с сеткой; *4* – водоносный горизонт; *5* – забивочный наконечник; *6* – забивная труба; *7* – приемная камера насоса из кольца железобетона; *8* – грунт

Трубчатые колодцы сооружают бурением в грунте вертикальных цилиндрических выработок – скважин, стенки которых в большинстве пород необходимо укреплять обсадными трубами (стальными, асбестоцементными, полиэтиленовыми), образующими трубчатый колодец. Для приема воды из грунта колодец в пределах водоносного горизонта выполняют из перфорированных труб, снабженных специальным фильтром, не проницаемым для частиц породы.

Колодец может быть доведен до подстилающего водоупорного пласта (совершенный колодец) или оканчиваться в толще водоносного пласта (несовершенный колодец). Для водоснабжения крупных объектов предусматривают несколько трубчатых колодцев, объединяемых в общую систему водосборных сооружений.

Трубчатые колодцы целесообразно устраивать при больших глубинах залегания водоносного слоя и отсутствии в вышележащих слоях крупных валунов – галечниковых отложений.

Пробуривают скважину диаметром 300–350 мм и вынимают камни, лежащие в верхних слоях грунта. После этого скважину начинают бурить под основную обсадную трубу. Нижний конец обсадной трубы опускают до водоносного слоя, а под ней устанавливают трубу-фильтр с отстойником. Обсадные трубы не пропускают загрязненные воды в водоприемник, вода в водоприемнике не застаивается из-за небольшого объема водоприемной части, т.е. качество воды не уступает качеству воды в шахтном колодце. Трубчатый колодец при благоприятных геологических условиях можно построить значительно быстрее шахтного и на большую глубину.

Но это только при благоприятных геологических условиях. Поэтому, прежде чем приступить к строительству трубчатого колодца, надо изучить характер пород, которые придется пройти буром, взвесить, стоит ли пробиваться через труднопреодолимые слои грунта и не проще ли и надежнее построить традиционный шахтный колодец. Однако если принять во внимание, что лучшее исследование – это опыт, то целесообразно попытаться пробурить несколько скважин на садовом участке.

16.1.4. Лучевые водозаборы

Лучевой водозабор является сооружением инфильтрационного типа, используемым для забора подрусловых (под дном реки с шахтой на берегу или в русле) и подземных вод из водоносных пластов небольшой мощности, лежащих на глубине до 20 м. Вода отбирается перфорированными трубчатыми дренами, расположенными в пределах водоносных пород и присоединяемыми радиально к сборному шахтному колодцу (рис. 44). Применяются в тех случаях, когда в закрытых водоемах невозможно использовать воду для различных, питьевых или технических, целей.

Технология изготовления лучевых водозаборов заключается в следующем. В грунте выполняется шахтный колодец: его глубина зависит от уровня, на котором находится водоносный горизонт; ширина определяется проектом (может быть от 1 до 15 м в диаметре). В дальнейшем на водоносном горизонте выполняется несколько скважин – как горизонтально, так и под небольшим уклоном с таким расчетом, чтобы вода под уклон скатывалась в этот шахтный колодец. Лучи скважин

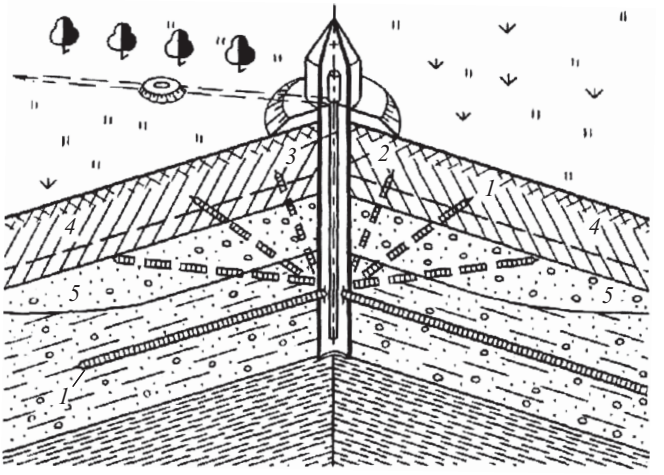


Рис. 44. Лучевой водозабор:

1 – горизонтальные радиальные скважины; *2* – водосборный шахтный колодец; *3* – насос; *4* – естественный уровень грунтовых вод; *5* – сниженный уровень грунтовых вод

обеспечивают большой водозахват по площади. Дренажные воды, поступающие самотеком в шахтный колодец из слабонаклонных скважин, удаляются их него через систему погружных и поверхностных насосов. Затем шахтный колодец оборудуется насосами, поверхностными или погружными.

При общей оценке эффективности применения лучевых водозаборов по сравнению с традиционными способами отмечаются следующие основные преимущества:

- экономичность (снижение затрат при строительстве скважины);
- уменьшается число специальных погружных насосов и представляется возможность применять высокопроизводительные серийные центробежные насосы или вообще обходиться без насосов (в том числе в шахтном колодце);
- резко снижается площадь отчуждения полезной территории и создается возможность сооружения их в осложненных горно-технических и геоэкологических условиях.

Лучевой водозабор по конструкции напоминает гигантского спрута, распростершего в разные стороны свои длинные щупальца. Горизонтальные радиальные скважины водозабора всей своей длиной высасывают воду из водоносного пласта.

Приток подземных вод к лучевым скважинам обеспечивается, как и в других подземных водозаборах, за счет все того же принципа сообщающихся сосудов. Одним из этих «сосудов» служит водоносный пласт пористого грунта, другим – шахтный колодец, уровень воды в котором понижает насос. Протиснувшись через узкие водоприемные щелевые или круглые отверстия лучевых фильтровых труб, грунтовая вода стекает по ним в водосборный колодец, откуда и откачивается насосом, подающим ее в водовод на поверхности Земли. Горизонтальные скважины лучевых водозаборов обычно имеют длину 20–60 м, диаметр 100–300 мм.

16.1.5. Водозаборные скважины

Буровая скважина по своей конструкции напоминает подзорную трубу (рис. 45). Телескопичность ее строения, связанная с требованиями бурения и геологии, позволяет экономить материалы, что особенно важно, когда выработка имеет большую глубину.

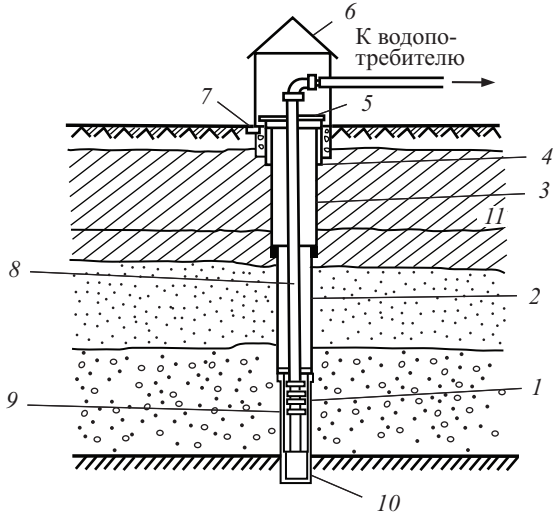


Рис. 45. Буровая скважина:

1 – фильтр скважины; *2* – эксплуатационная колонна труб; *3* – колонна обсадных труб; *4* – кондуктор; *5* – устье скважины (оголовок); *6* – павильон (шатер); *7* – затрубная цементация; *8* – насосные (водоподъемные) трубы; *9* – насос с погружным электродвигателем; *10* – отстойник; *11* – статический уровень грунтовых вод

Самая нижняя часть скважины служит отстойником, где вода, прежде чем попасть в насос, освобождается от содержащихся в ней мелких частиц. Над отстойником находится водоприемная часть скважины – фильтр. Это именно та дверь, через которую подземная вода попадает в рабочую зону скважины.

Выше водоприемной части скважины располагаются колонны эксплуатационных и обсадных труб, которые, с одной стороны, «обсаживают» скважину, удерживая ее стенки от обрушения, с другой – служат для размещения в них водоподъемных труб и насоса. Над эксплуатационной колонной находится кондуктор. Оправдывая свое название, он каждой проходящей через него при бурении трубе задает точное направление. С наружной стороны кондуктор одевается в цементную или глиняную рубашку-замок, который предотвращает засорение водоносного горизонта от попадания в него с поверхности грязной воды через затрубное пространство обсадных труб (затрубная цементация).

Самая верхняя часть скважины именуется устьем или оголовком. Именно «головой» скважины является установленный над нею павильон (или просто шатер), где монтируется различное механическое и электрическое оборудование (двигатель, приводящий насос в действие, щит управления, контрольно-измерительные приборы и пр.).

Наиболее важной, фактически все решающей частью водозаборной скважины является ее фильтр. Существует множество типов фильтров, различающихся конструкцией и материалом.

Основой большинства типов фильтров является каркас. Это может быть либо фильтровая труба с щелями или круглыми отверстиями, либо цилиндрический стержневой корпус, изготовленный из металлических прутков или толстой проволоки. Каркас – это скелет, на него надевается «платье» из фильтрующего материала, который и служит для процеживания воды.

Выглядит фильтр следующим образом: непосредственно у входа в трубу водозабора укладывают самые крупные гравийные частицы, вслед за ними кладут слой мелкого гравия, а потом уже идут слои песка с убывающей крупностью зерен (рис. 46). Таким образом, притекающая к водозабору водоносного пласта вода сначала встречает на своем пути лабиринт мелких пор, а потом через более крупные поры гравелистого слоя попадает в водозабор. Такое устройство обеспечивает вы-

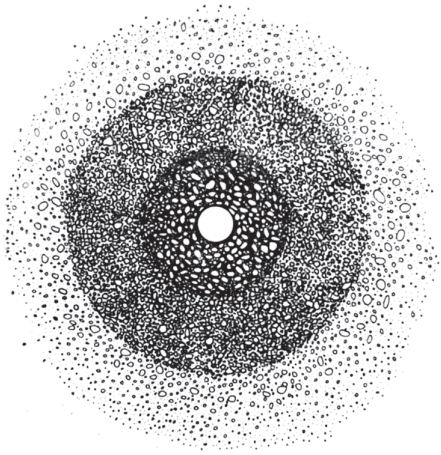


Рис. 46. Схема обратного гравийно-песчаного фильтра

сокую устойчивость фильтра, в противном случае он бы разрушился, струи воды вымыли бы песок в полость водозабора и ничто не могло бы их удержать.

Гравийно-песчаный фильтр может устраиваться в один-два слоя или делаться многослойным. Все зависит от крупности и разнородности окружающего водозабор грунта. Если водозаборную трубу укладывают в природном гравии, то искусственный фильтр класть незачем. А в случае мелкозернистого песка или супеси дело обстоит хуже, особенно когда грунт однородный, т.е. состоящий из частиц одинаковой крупности. В разнозернистом грунте даже если мелкие частицы отмоются в водоприемную трубу, то крупные (так называемый скелет грунта) всегда останутся. В однородном же грунте ничто его не удерживает, устремляющаяся в водозабор вода подхватывает песчаные и глинистые частицы, смывает их в дрену, закупоривает ее. Преградой на пути такого потока и встает многослойный песчано-гравийный фильтр, который не допускает размыва.

Часто водоснабженцы имеют дело с такими условиями, что не только гравия, но и подходящего для фильтра песка найти поблизости нельзя. Приходится вместо гравийно-песчаного фильтра применять трубы из пористых материалов, например из пористого бетона. Но, бывает, и он не годится – особенно когда водоносный пласт сложен пылеватым заиленным песком

(плывуном). С таким грунтом бороться особенно трудно: он мелкозернист, текуч и обладает такой плохой водоотдачей, что отжать из него воду оказывается возможным лишь через самые тонкопористые фильтры.

Пройдя фильтр и заполнив скважину, вода попадает в водоподъемник – основу всего водозабора. Существует множество типов водоподъемников, отличающихся принципом работы, конструкцией, материалом, приводом и т.п.

К водозаборным скважинам предъявляются следующие *требования*.

1. В проектах скважин должен быть указан способ бурения и определены конструкции скважины, ее глубина, диаметры колонн труб, тип водоприемной части, водоподъемника и оголовка скважины, а также порядок их опробования.

2. В конструкции скважины необходимо предусматривать возможность проведения замеров дебита, уровня и отбора проб воды, а также производства ремонтно-восстановительных работ при применении импульсных, реагентных и комбинированных методов регенерации при эксплуатации скважин.

3. В зависимости от местных условий и оборудования устье скважины следует, как правило, располагать в наземном павильоне или подземной камере.

4. Габариты павильона и подземной камеры в плане следует принимать из условия размещения в нем электродвигателя, электрооборудования и контрольно-измерительных приборов (КИП). Высоту наземного павильона и подземной камеры надлежит принимать в зависимости от габаритов оборудования, но не менее 2,4 м.

5. Верхняя часть эксплуатационной колонны труб должна выступать над полом не менее чем на 0,5 м.

6. Конструкция оголовка скважины должна обеспечивать полную герметизацию, исключающую проникание в межтрубное и затрубное пространства скважины поверхностной воды и загрязнений.

7. Следует предусматривать монтаж и демонтаж секций скважинных насосов через люки, располагаемые над устьем скважины, с применением средств механизации.

8. Существующие на участке водозабора скважины, дальнейшее использование которых невозможно, подлежат ликвидации путем тампонажа.

9. Фильтры в скважинах надлежит устанавливать в рыхлых, неустойчивых скальных и полускальных породах.

16.1.6. Каптажные водозаборные сооружения

Каптаж (франц. captage, от лат. capto – ловлю, хватаю) – комплекс инженерно-технических мероприятий, обеспечивающий вскрытие подземных вод, нефти и газа, вывод их на поверхность Земли и возможность эксплуатации при устойчивых во времени оптимальных показателях (дебит, химический состав, температура и др.). Для перехвата пресных, термальных, промышленных подземных вод пользуются также равнозначным термином «сооружение водозабора».

Культура каптажа известна с ранних эпох и достигла высокого уровня в Древнем Риме (термы императора Каракаллы, водопроводные сооружения), Месопотамии, Северной Африке, Средней Азии, на Кавказе (кяризы) и др. Современные каптажные сооружения для подземных вод отличаются большим разнообразием типов и конструкций, учитывающих особенности гидрогеологических условий местности, состав воды, технические и санитарные требования, определяемые заданными режимом водопотребления и целевым назначением эксплуатируемых вод. Простейшим типом каптажных сооружений является шахтный колодец, перехватывающий подземные воды неглубоко залегающих водоносных горизонтов; для предотвращения обвалов стенки колодцев закрепляются каменной кладкой, монолитным бетоном и др. При вскрытии нескольких водоносных слоев горизонт, намеченный к эксплуатации, изолируется от ниже- и вышележащих слоев путем их тампонажа. Наряду с колодцами применяются штольни – протяженные горизонтальные или слабонаклонные горные выработки, сооружаемые в сильно пересеченных местностях. Иногда штольни сопровождаются системой наклонных, горизонтальных или восстающих скважин, пробуриваемых в боковых стенках и забойной части подземной галереи для увеличения притока воды. Каптаж штольнями осуществлен в СССР в Пятигорске; за рубежом – в Баньер-де-Люшоне (Франция), Бен-Харуне (Алжир) и др. Каптаж безнапорного источника может осуществляться с помощью камеры. Наиболее распространенным типом каптажных сооружений являются буровые скважины – одиночные или групповые. Механизированная проходка скважин обеспечивает вскрытие водоносных горизонтов и зон в весьма сложных горно-геологических условиях на глубинах до 2 км и более. При этом

удается надежно разобщать водоносные горизонты в скважинах (обсадка трубами, цементация затрубного пространства), предотвращать обвалы стенок и прорыв воды по затрубному пространству, а также устанавливать насосное оборудование, обеспечивающее отбор с заданными эксплуатационными дебитами. Для обсадки таких скважин обычно применяются стальные трубы. При эксплуатации агрессивных подземных вод (углекислых, сероводородных, с низким pH и др.) каптажные скважины обсаживаются трубами из антикоррозийных материалов: легированных сталей, винипласта, полиэтилена, асбоцемента и пр. Надкаптажные сооружения на месторождениях минеральных подземных вод выполняются в виде бюветов, павильонов, галерей. Каптаж нефтяных и газовых залежей заключается в герметизации и разобщении межтрубного пространства скважин, регулировании режима их работы и подачи в скважину (или отвода из нее) газа или жидкости. Это достигается специальным оборудованием устья нефтяной или газовой скважины. В зависимости от способа эксплуатации различают каптаж фонтанных, компрессорных, газлифтных и насосных скважин.

Каптажные водозаборные сооружения устраивают двух типов:

- для каптажа восходящих родников водоприемные сооружения представляют собой шахты или резервуары, размещаемые над местом наиболее интенсивного выхода подземных вод (рис. 47);

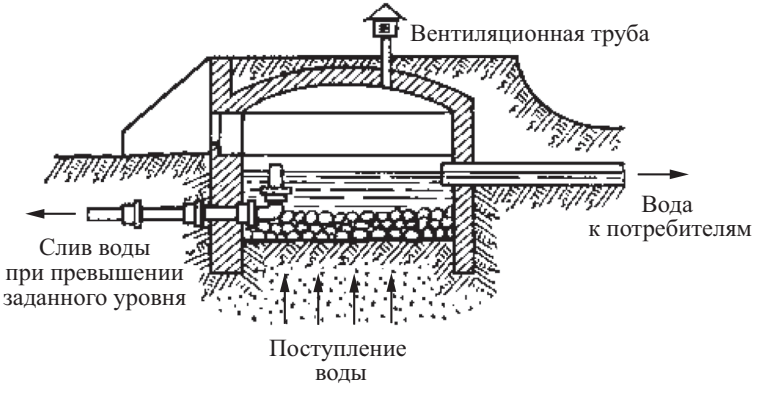


Рис. 47. Каптаж напорного источника

● для каптажа нисходящих родников сооружают приемные камеры, располагаемые в месте интенсивного выхода родниковой воды (рис. 48). В стенке камеры, обращенной к фронту поступления подземных вод, предусматривают водоприемные окна.

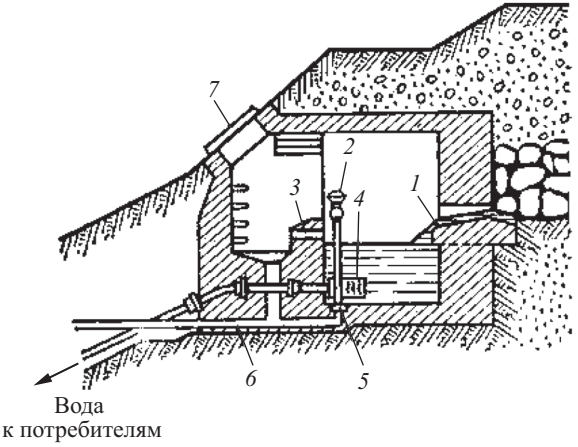


Рис. 48. Каптаж безнапорного источника

1 – отверстие для воды; *2* – ключевое отделение; *3* – водослив; *4* – приемный клапан; *5* – задвижка; *6* – грязевая труба; *7* – лаз для осмотра и очистки камеры

16.2. Искусственное пополнение запасов подземных вод

Искусственное пополнение подземных вод (магазинирование) следует предпринимать для увеличения производительности и обеспечения стабильной работы действующих и проектируемых водозаборов подземных вод, улучшения качества инфильтруемых и отбираемых подземных вод, создания сезонных запасов подземных вод, охраны окружающей среды (предотвращения недопустимого понижения уровня грунтовых вод, приводящего к гибели растительности).

К «магазинам» подземных вод предъявляются следующие *требования*.

1. Для пополнения запасов подземных вод эксплуатируемых водоносных пластов должны использоваться поверхностные и подземные воды.

2. Пополнение запасов подземных вод следует предусматривать через инфильтрационные сооружения открытого и закрытого типов.

3. В качестве инфильтрационных сооружений открытого типа следует применять бассейны, естественные и искусственные понижения рельефа (овраги, балки, старицы, карьеры).

4. Открытые инфильтрационные сооружения надлежит принимать для пополнения запасов подземных вод первого от поверхности водоносного пласта при отсутствии или малой мощности (до 3 м) покровных слабопроницаемых отложений.

5. При проектировании инфильтрационных бассейнов следует предусматривать:

– врезку днища в хорошо фильтрующие породы на глубину не менее 0,5 м;

– укрепление дна в месте выпуска воды и предохранение откосов от размыва;

– устройства для регулирования и измерения расхода воды, подаваемой на инфильтрационные сооружения;

– подъездные пути и съезды для машин и механизмов.

6. Ширина по дну инфильтрационных бассейнов должна быть не более 30 м, длина бассейнов – не более 500 м, слой воды – 0,7–2,5 м, количество – не менее двух.

7. Подачу воды в бассейны следует предусматривать через разбрызгивающие устройства или каскад со свободным изливом.

8. При устройстве бассейнов в гравийно-галечниковых отложениях с крупным заполнителем следует предусматривать загрузку дна крупнозернистым песком толщиной слоя 0,5–0,7 м.

9. При использовании естественных понижений рельефа должна предусматриваться подготовка фильтрующей поверхности.

10. В качестве инфильтрационных сооружений закрытого типа следует применять скважины (поглощающие и дренажно-поглощающие) и шахтные колодцы.

11. При проектировании поглощающих и дренажно-поглощающих скважин и шахтных колодцев необходимо предусматривать устройства для измерения и регулирования расходов подаваемой воды и измерения динамических уровней воды в сооружениях и водоносном пласте.

12. Выбор схемы размещения инфильтрационных сооружений, определение их количества и производительности

должны производиться на основе комплексных гидрогеологических и технико-экономических расчетов с учетом назначения искусственного пополнения запасов подземных вод, схемы размещения водозаборных сооружений, качества подаваемой воды и особенностей эксплуатации инфильтрационных и водозаборных сооружений. Одним из недостатков подземных водохранилищ является ограниченность количества воды, которая может в них аккумулироваться. В связи с этим важнейшей задачей является поиск подходящих подземных резервуаров.

13. Расстояния между инфильтрационными и водозаборными сооружениями должны приниматься на основе прогноза качества отбираемой воды с учетом доочистки подаваемой на инфильтрацию воды и смешения ее с подземными водами.

14. Качество воды, используемой для искусственного пополнения, должно отвечать требованиям ГОСТ.

16.3. Особенности водопотребления

Значение воды в жизни общества трудно переоценить, поскольку количество и качество водных ресурсов определяют все виды хозяйственной, культурной, социальной и экологической деятельности человека. Именно поэтому различные аспекты водных проблем, в ряду которых и вопросы рационального использования природной воды, всегда будут актуальными.

Основой рационального использования водных ресурсов прежде всего является их оценка и контроль за использованием и потреблением. Не менее важна динамика удельной водоемкости, тенденции которой во многом характеризуют изменения эффективности развития экономики.

Потребность в воде постоянно растет. На конец XX в. суммарное водопотребление в мире достигло почти 4000 км^3/год, из которых более 50% приходится на Азию. Именно здесь проживает большая часть населения и расположены основные орошаемые земли – наиболее водоемкая отрасль сельского хозяйства (рис. 49). Наиболее интенсивный рост водопотребления в ближайшие десятилетия ожидается в развивающихся странах Африки и Южной Америки (в 1,5–1,6 раза), наименьший – в экономически и технологически развитых странах Ев-

Рис. 49. Распределение отбора ресурсов подземных вод по частям света (Джамалов, 2010)

ропы и Северной Америки (в 1,2 раза). Прогнозируемый рост водопотребления в развивающихся странах связан прежде всего с дальнейшим увеличением суммарной площади орошаемых земель.

Вместе с тем возможное использование подземных вод меняется не только от природно-климатических условий их формирования и распределения, но также от наличия водных ресурсов и особенностей социально-экономического развития каждой страны. Многие страны и регионы испытывают постоянный дефицит воды или частые засухи. Локальные водные проблемы нередко приводят к межгосударственным конфликтам. Многие сценарии прогрессирующего социально-экономического и демографического роста прогнозируют водный кризис в мире. По сравнению с современной и перспективной потребностью доступное количество пресной воды на Земле ограничено, особенно если учесть продолжающееся загрязнение окружающей среды.

При анализе современного водопотребления важно учитывать сложившуюся структуру использования воды в секторах экономики из основных источников в разных странах (табл. 26). Как уже отмечалось, основное количество подземных вод во многих странах мира используется в сельском хозяйстве для орошения (до 60–65%), остальная часть – в промышленности

(до 28%) и коммунальном хозяйстве (10–15%). Потребление воды в сельском хозяйстве преобладает прежде всего в развивающихся странах. В развитых странах Европы, Канаде и Австралии более всего вода используется в промышленности, а в США потребление воды в сельском хозяйстве и промышленности примерно одинаково.

Таблица 26

Использование ресурсов подземных вод мира по секторам экономики (Джамалов, 2010)

Континент	Ресурсы, км^3/год	Отбор, км^3/год	Использование подземных вод по секторам экономики*, %		
			Коммунальное хозяйство	Промышленность	Сельское хозяйство
Европа	1055	74	45	28	27
Азия	3435	407	25	15	60
Африка	1130	24	30	10	60
Северная Америка	2132	140	25	15	60
Южная Америка	3656	15	20	15	65
Австралия (без Океании)	97	2	10	25	65
Вся суша	11 720	662	25	20	55
В том числе Россия	915	10.,9	71	27	2

* По неполным данным (World Resources 1998–1999. N.Y. Oxford University Press, 2000. 369 p.).

16.3.1. Особенности водопотребления в Беларуси

Основой рационального использования водных ресурсов являются прежде всего их оценка и контроль за использованием и потреблением. Не менее важна динамика удельной водоемкости, тенденция которой во многом характеризует изменения эффективности развития экономики. В качестве основного показателя водопотребления рассматривается общее водопотребление (использование воды на все нужды народного хозяйства) с подразделением на отдельные отрасли (табл. 27).

Таблица 27

Основные показатели водопользования в Республике Беларусь за 2006–2011 гг. (Охрана окружающей среды в Республике Беларусь, 2012)

Показатель	Количество, млн м^3 в год					
	2006 г.	2007 г.	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2011 г.
Забрано воды из природных источников для использования	1674	1618	1566	1507	1548	1592
В том числе из подземных горизонтов	987	938	896	835	854	870
Использовано свежей воды	1546	1485	1410	1337	1359	1406
В том числе:						
на хозпитьевые нужды	708	653	574	501	495	486
на производственные нужды	704	716	723	721	750	806
на сельхозводоснабжение и орошение	134	116	113	115	114	114
Расходы воды в системах оборотного и повторно-последовательного водоснабжения:	6522	6349	6697	6134	6385	5973
в процентах от общего использования воды на производственные нужды	90	90	90	89	89	88
Потери воды при ее транспортировке	108	110	131	84	102	84
Отведено сточных вод в водные объекты	1165	1118	1065	1060	1052	1066

Начиная с 2007 г. отмечается устойчивая тенденция к снижению забора воды из водных обьектов и изьятия ее из подземных источников. Так, в 2009 г. забор воды из водных объектов и изъятие ее из подземных источников снизились по сравнению с предыдущим годом на 59 млн м^3 и составили 1507 млн м^3. Из водных объектов было забрано 672 млн м^3 воды, из подземных источников – 835 млн м^3. Значительное уменьшение суммарного забора воды обусловлено снижением объемов забранной воды крупными водопользователями: Новополоцкой ТЭЦ – на 10,0 млн м^3, РПТУП «Рыбхоз “Волма”» Червенского района – на 9,6 млн м^3, Светлогорской ТЭЦ (филиал РУП «Гомельэнерго») – на 8,7 млн м^3, КПУП «Гомельводоканал» – на 5,2 млн м^3, КПУП «Брестводоканал» – на

2,9 млн м^3, ОАО «Могилевхимволокно» – на 2,1 млн м^3, ОАО «Белшина» (г. Бобруйск) – на 1,7 млн м^3. При этом объем забора воды для переброски стока в р. Свислочь по Вилейско-Минской водной системе также уменьшился на 7,0 млн м^3 и составил 42,3 млн м^3.

В 2009 г. отмечено значительное (более 12%) снижение использования воды на производственные нужды, причем в отраслях промышленности это снижение оказалось более существенным и составило 45,5 млн м^3 (13%).

Употребление воды на хозяйственно-питьевые нужды попрежнему является основной составляющей в использовании свежей воды по республике. На протяжении пяти лет сохраняется устойчивая тенденция уменьшения этого показателя (на 72,7 млн м^3, или на 12,7%, к уровню 2008 г.). Снижение связано с ростом приборного учета использования воды в жилом секторе городов и городских поселков и усилением позитивных тенденций водосбережения в отрасли жилищно-коммунального хозяйства.

Использование воды на сельхозводоснабжение и орошение незначительно возросло (на 2 млн м^3).

С учетом введенного с 2009 г. раздельного представления в отчетности об использовании воды данных потерь при транспортировке и неучтенных расходов воды из систем коммунального водоснабжения объем потерь воды при транспортировке в целом по республике уменьшился на 46,9 млн м^3 и составил 83,9 млн м^3. Объем неучтенных расходов воды из систем коммунального водоснабжения составил 55,9 млн м^3.

Зарегистрировано существенное уменьшение потребления воды питьевого качества на производственные нужды. Безвозвратное водопотребление также существенно уменьшилось, что связано с увеличением объема отведения воды в прудовом рыбном хозяйстве (на 61,9 млн м^3, или на 41,7%).

Удельное водопотребление в целом по республике в 2009 г. составило 387 л/сут/чел. На хозяйственно-питьевые нужды использовано в среднем 145 л/сут/чел.

Сохраняется тенденция к увеличению учтенных измерительными приборами объемов забора, подлежащего приборному учету, а также количества установленных приборов учета.

Объем учтенной приборами воды, забранной из водных объектов и изъятой из подземных источников, увеличился и составил 92% от объема забора воды, подлежащего приборному учету (90% в 2008 г.), причем охват приборным учетом

воды, изъятой из подземных источников, в 2009 г. составил 94% (89% в 2008 г.). Количество приборов учета воды, забранной из водных объектов и подземных вод, увеличилось на 9% и составило 18 325 единицы.

Существенно возросли объемы учтенной приборами воды, полученной водопользователями из сетей коммунального водопровода и водопроводных сетей других предприятий (на 157%), а также отводимой в приемники, не связанные с водными объектами (поля фильтрации, накопители, земледельческие поля орошения) (на 29%).

В 2010–2011 гг. отмечается значительное увеличение объемов использования воды, в том числе и из подземных источников. По данным ГВК, добыча воды из подземных источников и изъятие из водных объектов Республики Беларусь в 2011 г. увеличивались на 2,5% по сравнению с 2010 г. При этом объем изъятых поверхностных вод составил 746,93 млн $м^3$/год, а добыча подземных вод, включая минеральные, составила 891,21 $м^3$/год. Основные причины изменения водопотребления можно свести к следующим факторам: изменение водоемкости производства отдельных отраслей, рост (снижение) доли водоемких производств в промышленности, неэкономное (экономное) использование воды на хозяйственно-питьевые нужды, изменчивость метеорологических факторов.

16.3.2. Совершенствование технологий водопользования

Применение в качестве конструкционного материала при сооружении гидрогеологических скважин на воду металлических обсадных и фильтровых колонн создает серьезные угрозы качеству хозяйственно-питьевых вод, откачиваемых из подземных водоносных горизонтов. За счет коррозии металлических конструкций в них повышается содержание железа (Fe^{2+}, Fe^{3+}). На поверхности обсадных и фильтровых колонн формируются выпадения FeS, $FeCO_3$ и других труднорастворимых соединений, уменьшающих скважность фильтров и служащих субстратом для развития бактериальных сообществ, в том числе патогенных.

С целью улучшения качества вод скважинного водоподъема следует отказаться от применения металлических обсадных и фильтровых колонн, заменив их пластиковыми элементами, как это практикуется в ряде европейских стран (Германия, Нидерланды и др.).

Еще одна угроза качеству откачиваемых из подземных горизонтов вод хозяйственно-питьевого назначения создается в районах сосредоточения крупных групповых водозаборов, где в результате интенсивного водоотбора формируются глубокие и обширные депрессионные воронки и, как следствие, имеет место подтягивание солоноватых и соленых вод из глубже залегающих горизонтов, а также загрязненных вод поверхностного стока. Наиболее радикальным и эффективным методом борьбы с подобного рода загрязнениями представляется отказ от сосредоточенных групповых водозаборов с заменой их на менее крупные, рассредоточенные.

Касаясь охраны подземных вод от загрязнения, следует отметить, что одной из основных причин ухудшения качества воды для питьевых целей является отсутствие или несоблюдение режима зон санитарной охраны источников водоснабжения. Органам муниципального управления предстоит принять необходимые меры по ужесточению этого режима и, в случае необходимости, пересмотреть некоторые запретительные позиции в положении о ЗСО в соответствии с современными достижениями науки о подземных водах и гидроэкологии.

Для решения проблемы обеспечения как городского, так и сельского населения высококачественной питьевой водой, а также защиты пресных подземных вод от дальнейшего загрязнения представляется необходимым осуществление следующих *мероприятий*.

1. В пределах зон санитарной охраны групповых водозаборов необходимо проведение мероприятий по улучшению их экологического состояния (ликвидация в их пределах стихийных свалок, санация или ликвидация животноводческих ферм, коммунальное благоустройство населенных пунктов и т.д.).

2. В границах депрессионных воронок групповых водозаборов применение на сельхозугодьях минеральных и органических удобрений должно быть сведено к минимуму. В пределах зон санитарной охраны наиболее неблагополучных водозаборов целесообразно прекратить распашку сельскохозяйственных земель.

3. В районах размещения крупных групповых и особо неблагополучных водозаборов (г. Минск, Борисов, Жодино, Витебск, Орша, Слоним, Новогрудок, Бобруйск и др.) необходимо проведение геоэкологических исследований с целью оценки современных уровней загрязнения почвенного покрова, грунтовых и поверхностных вод, выявления очагов и источ-

ников загрязнения подземных вод и обоснования необходимого комплекса водоохранных мероприятий.

4. На крупных промышленных, сельскохозяйственных и коммунальных объектах с повышенной опасностью техногенного загрязнения подземных вод (промплощадки предприятий, поля фильтрации и поля орошения животноводческими стоками, полигоны ТБО и др.) необходимо создание сетей наблюдательных гидрогеологических скважин с целью ведения вневедомственного гидрогеохимического мониторинга.

5. На полях орошения животноводческими стоками целесообразно сократить допустимые объемы внесения их в почву в расчете на азот, а также до минимума ограничить в их пределах распашку земель. Здесь также необходимо создать сети наблюдательных гидрогеологических скважин.

6. На объектах коммунального хозяйства (системы канализации, очистные сооружения, полигоны ТБО и др.) рекомендовано строгое выполнение водоохранных мероприятий с целью предотвращения загрязнения подземных вод за счет утечек сточных вод.

7. На ликвидированных животноводческих фермах, которых особенно много в Витебской и Могилевской областях, а также на других сельскохозяйственных и промышленных объектах неиспользуемые скважины водоснабжения должны тампонироваться или же тщательно консервироваться с целью предотвращения попадания загрязнения с поверхности в глубокие водоносные горизонты.

8. На ведомственных водозаборах предприятий необходимо регулярное проведение силами районных ЦГиЭ и инспекций по охране природы геоэкологических обследований промплощадок и выполнение гидрогеохимического опробования скважин по широкому спектру макро- и микрокомпонентов, НП и др., поскольку именно на ведомственных водозаборах промышленных и сельскохозяйственных предприятий случаи загрязнения подземных вод фиксируются наиболее часто.

9. В пределах всех районов в ближайшие годы необходимо провести обследование и опробование всех источников нецентрализованного водоснабжения (колодцев общего пользования и индивидуальных) на содержание нитратов как наиболее распространенного и опасного компонента химического загрязнения, а также на микробиологическое загрязнение. Эта работа может быть выполнена силами районных ЦГиЭ и инспекций по охране природы при необходимой государственной финан-

совой поддержке. На основании результатов такого экологического обследования местным органам власти необходимо осуществить комплекс мероприятий, направленных на улучшение санитарного состояния неблагополучных колодцев (ремонт, чистка и дезинфекция, определение зон санитарной охраны, оборудование глиняных «замков» и отмостки у колодцев, ликвидация старых колодцев и др.). Информация о качестве воды в каждом колодце и рекомендации о наиболее целесообразном его использовании (для питьевых целей, для хозяйственных нужд и т.д.) должна быть доведена до всех жителей.

10. Для наиболее неблагополучных населенных пунктов, выявленных в результате полного обследования источников нецентрализованного водоснабжения, необходимо осуществление программы строительства систем централизованного водоснабжения с ориентацией на напорные подземные воды. В городах, где уровни загрязнения грунтовых вод особенно велики, колодцы должны быть полностью исключены из питьевого водоснабжения.

В соответствии с вышеприведенными данными, а также согласно информации Министерства жилищно-коммунального хозяйства Республики Беларусь, от 20 до 50% добываемых подземных вод потребляется различными промышленными предприятиями, что создает серьезные затруднения в экологии и экономике водопользования из подземных источников. Поэтому одной из важнейших проблем, подлежащих кардинальному решению в ближайшие годы, является проблема перевода промышленного производства на использование поверхностных вод (реки, озера, водохранилища) с соответствующей модернизацией инфраструктуры сетей водопотребления в республике.

Касаясь качества сетей водораспределения, следует отметить, что, по данным Минжилкомхоза, износ основных фондов систем водоснабжения населенных мест превышает 50%. Подобная ситуация стала возможной из-за несвоевременной замены устаревших (коррозия, прорывы) элементов водопроводных сетей, что создает серьезные экономические и экологические риски для государства в ближайшие годы. Проблема ежегодной замены изношенных систем водораспределения требует неотложных решений и, соответственно, необходимого финансирования.

Доминирующими методами подготовки воды в Беларуси являются методы обезжелезования и хлорирования. Первый из этих методов широко применяется почти на всей территории республики, что вызвано практически повсеместным развитием здесь железосодержащих вод в разрезе четвертичных отложений и необходимостью снижения концентрации железа в питьевых водах хотя бы до уровня ПДК (0,3 мг/дм^3). Метод хлорирования питьевых вод применяется преимущественно в крупных городах с целью уничтожения в воде бактерий и вирусов. Между тем хлорирование вод с высоким содержанием органических веществ, характерным для подземных вод неглубокой циркуляции и вод поверхностного стока (реки, озера, водохранилища), приводит к формированию хлорорганических соединений-канцерогенов, что создает серьезные угрозы здоровью людей. Давно назрела необходимость отказаться от этого метода подготовки воды, тем более что существуют более безопасные (озонирование, обеззараживание серебром, ультрафиолетовыми лучами), в том числе с использованием активированных углей и множества других природных и искусственно созданных сорбентов.

Прогнозируя долговременное использование ресурсов подземных и поверхностных вод, следует учитывать настоятельную необходимость совершенствования технологий водопользования.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем суть понятия «водообеспечение»?
2. Какие требования предъявляются к водозаборам систем водоснабжения?
3. Что представляют собой основные водозаборные сооружения? Какие выводы можно сделать об оптимальности использования систем водоснабжения в различных природных условиях?
4. Как производится искусственное пополнение запасов подземных вод? Какие требования предъявляются к «магазинам» подземных вод?
5. Каковы особенности водопотребления в мире и в Беларуси?
6. Какие необходимы мероприятия по совершенствованию технологий водопользования?

ЛИТЕРАТУРА

Основная

Белоусова, *А.П.* Экологическая гидрогеология: учеб. для вузов / А.П. Белоусова [и др.]. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. 397 с.

Всеволожский, *В.А*. Основы гидрогеологии: учебник / В.А. Всеволожский. М.: Изд-во МГУ, 1991. 351 с.

Всеволожский, *В.А.* Основы гидрогеологии: учебник / В.А. Всеволожский. М.: Изд-во МГУ, 2007. 448 с.

Догановский, *А.М.* Гидросфера Земли / А.М. Догановский, В.М. Малинин. СПб., 2004. 629 с.

Кудельский, *А.В.* Очерки по региональной гидрогеологии Беларуси / А.В. Кудельский. Минск: Беларуская навука, 2010. 192 с.

Кудельский, *А.В.* Подземные воды Беларуси / А.В. Кудельский, В.И. Пашкевич, М.Г. Ясовеев. Минск: Институт геол. наук, 1998. 260 с.

Никаноров, А.М. Гидрохимия: учебник / А.М. Никаноров. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 444 с.

Техногенные процессы в подземных водах (биосферный подход, диагностика и управление) / под ред. проф. И.К. Гавич. М.: Научный мир, 2003. 248 с.

Ясовеев, *М.Г.* Основы гидрогеологии: учеб. пособие / М.Г. Ясовеев. Минск: БГУ, 2002. 148 с.

Дополнительная

Волчек, *А.А*. Динамика удельного водопотребления Республики Беларусь / А.А. Волчек, И.А. Олесик // Природные ресурсы. 2003. № 3. С. 22–30.

Геология Беларуси / А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев. Минск: ИГНАН Беларуси, 2001. 815 с.

Гледко, Ю.А. Геоэкологические последствия горнодобывающей деятельности в Белорусском Полесье / Ю.А. Гледко, Е.Б. Антипин // Вестник БГУ. Сер. 2. 2003. № 1. С. 69–78.

Гледко, Ю.А. Оценка степени защищенности подземных вод в районе добычи калийных солей / Ю.А. Гледко // Геотектоника и минеральные ресурсы Беларуси: Мат-лы университетских чтений, посвящ. 100-летию со дня рождения доктора геол.-минерал. наук проф. З.А. Горелика, Минск, 4–5 апреля 2008 г. Минск: БГУ, 2008. С. 67–70.

Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2011 год). Минск, 2012.

Гуринович, *А.Д.* Системы питьевого водоснабжения с водозаборными скважинами: планирование, проектирование, строительство и эксплуатация: монография / А.Д. Гуринович. Минск: УП «Технопринт», 2004. 244 с.

Джамалов, *Р.Г.* Ресурсы подземных вод по частям света и странам мира / Р.Г. Джамалов, Т.И. Сафронова // Известия РАН. Серия географическая. 2010. № 3. С. 52–60.

Илларионов, *В.А.* Общая гидрогеология: учеб. пособие / В.А. Илларионов. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2006. 108 с.

Калинин, *М.Ю.* Водные ресурсы Гомельской области / М.Ю. Калинин, А.А. Волчек; под общ. ред. М.Ю. Калинина. Минск: Белсэнс, 2007. 144 с.

Калинин, *М.Ю.* Водные ресурсы Минской области / М.Ю. Калинин, А.А. Волчек; под общ. ред. М.Ю. Калинина. Минск: Белсэнс, 2006. 160 с.

Калинин, *М.Ю.* Современное использование и экологическое состояние подземных вод Могилевской области / М.Ю. Калинин. Минск: Белсэнс, 1997. 122 с.

Калинин, *М.Ю.* Состояние подземных источников питьевого водоснабжения бассейна Днепра / М.Ю. Калинин // Водные ресурсы. 2005. № 15. С. 23–35.

Кирюхин, *В.А.* Общая гидрогеология: учеб. для вузов / В.А. Кирюхин, А.И. Коротков, А.Н. Павлов. Л.: Недра, 1988. 359 с.

Короновский, *Н.В.* Общая геология: учебник / Н.В. Короновский. М.: КДУ, 2006. 528 с.

Короновский, *Н.В.* Геология: учебник / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. М.: Академия, 2007. 448 с.

Кудельский, *А.В.* Минеральные воды Беларуси / А.В. Кудельский, М.Г. Ясовеев. Минск: Институт геол. наук, 1994. 280 с.

Логинов, *В.Ф.* Современное антропогенное воздействие на водные ресурсы Беларуси / В.Ф. Логинов, М.Ю. Калинин, В.Ф. Иконников. Минск, 2000. 284 с.

Мироненко, *В.А.* Проблемы гидроэкологии: монография в 3 т. Т. 3 (кн. 1). Прикладные исследования / В.А. Мироненко, В.Г. Румынин. М.: Изд-во МГУ, 1999. 312 с.

Мироненко, *В.А.* Проблемы гидроэкологии: монография в 3 т. Т. 3 (кн. 2). Прикладные исследования / В.А. Мироненко, В.Г. Румынин. М.: Изд-во МГУ, 1999. 504 с.

Михайлов, В.Н. Гидрология: учебник для вузов / В.Н. Михайлов, А.Д. Добровольский, С.А. Добролюбов. М.: Высшая школа, 2007. 464 с.

Мониторинг подземных вод Беларуси /А.О. Березко [и др.] // Национальная система мониторинга окружающей среды Республики Беларусь: результаты наблюдений, 2011 год / Белорусский научно-исследовательский центр «Экология»; под ред. С.И. Кузьмина, С.П. Уточкиной. Минск, 2012. С. 100–124.

Национальный атлас Республики Беларусь. Минск, 2002. 291 с.

Основы геологии Беларуси / под общ. ред. А.С. Махнача [и др.]. Минск: ИГННАН Беларуси, 2004. 392 с.

Охрана окружающей среды в Республике Беларусь: стат. сб. // Нац. стат. комитет Республики Беларусь; И.А. Костевич [и др.]. Минск, 2010. 260 с.

Охрана окружающей среды в Республики Беларусь: стат. сб. // Нац. стат. комитет Республики Беларусь; И.С. Кангро [и др.]. Минск, 2012. 258 с.

Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии: Материалы Междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Г.В. Богомолова, Минск, 1–3 июня 2005 г. В 2 т. Минск: ИГ и ГНАН Беларуси, 2005. Т. 1. 344 с. Т. 2. 302 с.

Современное состояние подземных источников питьевого водоснабжения бассейна Днепра / под общ. ред. Л.С. Язвина, В.М. Шестопалова и М.М. Черепанского. Минск: Белсэнс, 2004. 87 с.

Ясовеев, *М.Г.* Концепция рационального использования подземной гидросферы Беларуси / М.Г. Ясовеев // Літасфера. 1998. № 8. С. 18–27.

Ясовеев, *М.Г.* Перспективы использования и ресурсы минеральных вод Беларуси / М.Г. Ясовеев // Природные ресурсы. 1997. № 1. С. 56–65.

Ясовеев, *М.Г.* Экология рационального природопользования / М.Г. Ясовеев [и др.]. Минск: Право и экономика, 2005. 373 с.

Ясовеев, *М.Г.* Геоэкология Беларуси / М.Г. Ясовев [и др.]. Минск: Право и экономика, 2006. 366 с.

Ясовеев, *М.Г.* Водные ресурсы Республики Беларусь / М.Г. Ясовеев, О.В. Шершнев, И.И. Кирвель. Минск, 2005. 296 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

ЧАСТЬ 1. **ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ** 5

1. Гидрогеология как наука, научные методы и задачи гидрогеологии. История развития науки 5
1.1. Гидрогеология как наука, научные методы и задачи гидрогеологии 5
1.2. История развития науки 9
1.3. История гидрогеологических исследований в Беларуси 16

Вопросы для самоконтроля 26

2. Место и роль подземных вод в гидросфере Земли 26
2.1. Общие сведения о гидросфере Земли 26
2.2. Вода как вещество, ее молекулярная структура и изотопный состав 30
2.3. Виды воды в горных породах 35
2.4. Строение подземной гидросферы 39
2.5. Круговорот воды в недрах Земли 42

Вопросы для самоконтроля 48

3. Физические и водно-физические свойства горных пород 48
3.1. Физические свойства горных пород 48
3.2. Водно-физические свойства горных пород 53

Вопросы для самоконтроля 57

4. Гидрогеологические классификации 57

Вопросы для самоконтроля 69

5. Происхождение подземных вод и формирование их химического состава 70
5.1. Происхождение подземных вод 70

5.2. Процессы формирования химического состава подземных вод 74
Вопросы для самоконтроля 89

6. Залегание и распространение вод в подземной гидросфере . . 90
6.1. Воды зоны аэрации и грунтовые воды 91
6.1.1. Воды зоны аэрации 91
6.1.2. Грунтовые воды 95
6.2. Межпластовые воды 98
6.3. Глубинные воды 103
6.4. Основные типы подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород 104
Вопросы для самоконтроля 108

7. Формы питания и разгрузки подземных вод 109
7.1. Условия питания и распространения грунтовых вод 109
7.2. Разгрузка грунтовых вод 116
Вопросы для самоконтроля 122

8. Основы динамики подземных вод 123
8.1. Движение подземных вод 124
8.2. Линейный закон фильтрации Дарси 130
Вопросы для самоконтроля 134

9. Гидрогеохимия 134
9.1. Физические свойства и химический состав подземных вод 135
9.1.1. Физические свойства подземных вод 135
9.1.2. Химический состав подземных вод 140
9.2. Формы выражения химического состава подземных вод 148
9.2.1. Анализ воды и формы его выражения 148
9.2.2. Формы выражения химического состава подземных вод 150
9.3. Классификации подземных вод по химическому составу 153
9.4. Гидрохимическая зональность подземных вод 157
9.4.1. Особенности химического состава подземных вод в зависимости от условий формирования 157
9.4.2. Вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод 164
Вопросы для самоконтроля 166

10. Режим и баланс подземных вод 167
10.1. Режимообразующие факторы. Классификация режима подземных вод 167

10.2. Баланс подземных вод 169
10.2.1. Режим и баланс уровня грунтовых вод 170
10.2.2. Режим температуры грунтовых вод 176
10.2.3. Гидрогеохимический режим грунтовых вод 177
10.2.4. Режим межпластовых вод 179
Вопросы для самоконтроля 180
11. Подземный сток и методы его определения 181
11.1. Понятие о подземном стоке и его основные параметры 181
11.2. Потоки подземных вод 182
11.3. Взаимодействие поверхностных и подземных вод. Роль подземных вод в питании рек 186
Вопросы для самоконтроля 190
12. Гидрогеологические структуры и гидрогеологическое районирование 190
12.1. Принципы гидрогеологического районирования 190
12.2. Гидрогеологические массивы 196
12.3. Артезианские бассейны платформенного типа, их структура и строение 199
12.4. Гидрогеология складчатых областей 206
12.4.1. Артезианские бассейны межгорного типа 206
12.4.2. Вулканогенные массивы 213
12.5. Гидрогеологические структуры дна морей и Мирового океана 217
Вопросы для самоконтроля 221
13. Ресурсы подземных вод 222
13.1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод 222
13.1.1. Ресурсы подземных вод по частям света и странам мира 229
13.1.2. Ресурсы подземных вод в Беларуси 236
13.2. Основные типы подземных вод 238
13.2.1. Подземные воды хозяйственно-питьевого назначения 238
13.2.2. Минеральные подземные воды 247
13.2.3. Промышленные воды 251
13.2.4. Теплоэнергетические воды 253
Вопросы для самоконтроля 255
ЧАСТЬ 2. **ГИДРОГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ** 256
14. Гидрогеологическое районирование территории Беларуси 256

14.1. Основные водоносные горизонты и комплексы 261
14.2. Закономерности распространения подземных вод 279
14.2.1. Гидродинамическая зональность 279
14.2.2. Гидрогеохимическая зональность 284
14.3. Разновидности подземных вод
по практическому использованию 307
14.3.1. Распространение и использование
минеральных вод 307
14.3.2. Промышленные рассолы и термальные воды . . . 334
Вопросы для самоконтроля 341

ЧАСТЬ 3. **ЭКОЛОГИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ** 342

15. Охрана подземных вод 342
15.1. Охрана запасов подземных вод от истощения 342
15.2. Виды и источники загрязнения подземных вод 350
15.3. Понятие о защищенности подземных вод 361
15.4. Охрана и защита подземных вод от загрязнения 366
15.5. Гидрогеоэкологическое районирование
территории Беларуси и рекомендации рационального
и экологобезопасного использования подземной
гидросферы 375
15.6. Загрязнение подземных и поверхностных вод
и здоровье населения 388
15.7. Стандартизация качества поверхностных
и подземных вод 398
15.8. Мониторинг подземной гидросферы 402
Вопросы для самоконтроля 411

16. Водообеспечение. Типы водозаборных сооружений 412
16.1. Понятие о водообеспечении 412
16.1.1. Горизонтальные водозаборы 414
16.1.2. Шахтные колодцы 416
16.1.3. Трубчатые колодцы 419
16.1.4. Лучевые водозаборы 420
16.1.5. Водозаборные скважины 422
16.1.6. Каптажные водозаборные сооружения 426
16.2. Искусственное пополнение запасов подземных вод . . . 428
16.3. Особенности водопотребления 430
16.3.1. Особенности водопотребления в Беларуси 432
16.3.2. Совершенствование технологий
водопользования 435
Вопросы для самоконтроля 439

Литература 440

Учебное издание

Гледко Юлия Александровна

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Редактор *Е.В. Савицкая*
Художественный редактор *Т.В. Шабунько*
Технический редактор *А.Н. Бабенкова*
Корректор *Т.К. Хваль*
Компьютерная верстка *А.Н. Бабенковой*

Подписано в печать 16.11.2012. Формат 84×108/32. Бумага офсетная.
Гарнитура «Times New Roman». Офсетная печать. Усл. печ. л. 23,52.
Уч.-изд. л. 25,96. Тираж 800 экз. Заказ 377.

Республиканское унитарное предприятие «Издательство "Вышэйшая школа"».
ЛИ № 02330/0494062 от 03.02.2009. Пр. Победителей, 11, 220048, Минск.
e-mail: market@vshph.com http://vshph.com

Открытое акционерное общество «Полиграфкомбинат им. Я.Коласа».
ЛП № 02330/0150496 от 11.03.2009. Ул. Корженевского, 20, 220024, Минск.

Гледко, Ю. А.

Г53 Гидрогеология : учеб. пособие / Ю. А. Гледко. – Минск : Выш. шк., 2012. – 446 с.: ил.

ISBN 978-985-06-2126-9.

Освещены общие вопросы гидрогеологии, дается системное представление о подземных водах, их происхождении, классификации, составе, условиях движения и формирования. Рассматриваются принципы гидрогеологического районирования, проблемы использования и охраны подземных вод: пресных, минеральных, лечебных, промышленных и теплоэнергетических.

Особое внимание уделяется гидрогеологическому районированию и использованию подземных вод Беларуси. Описаны основные водоносные горизонты и комплексы, представлена схема гидродинамической зональности основных гидрогеологических структур и гидрохимической зональности платформенного чехла. Освещаются также проблемы водообеспечения и совершенствования технологий водоснабжения.

Для студентов географических и геологических специальностей учреждений высшего образования.

УДК 556.3(075.8)
ББК 26.35я73